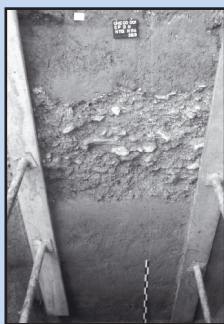
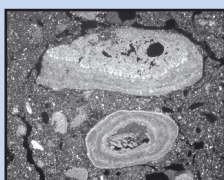
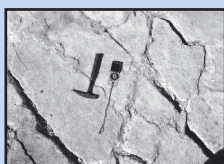


Luc BRAILLARD

Morphogenèse des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie (Suisse): rôle de la fracturation et étude des remplissages quaternaires



DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES – GÉOLOGIE ET PALÉONTOLOGIE
UNIVERSITÉ DE FRIBOURG (SUISSE)

Morphogenèse des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie (Suisse): rôle de la fracturation et étude des remplissages quaternaires

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
pour l'obtention du grade de *Doctor rerum naturalium*

Luc BRAILLARD

de Sottens / Moudon, Suisse

Thèse N° 1517

Multiprint, Fribourg, 2006

**Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
sur la proposition de:**

Prof. Christian CARON	Université de Fribourg (Suisse)	Directeur
Prof. Michel MONBARON	Université de Fribourg (Suisse)	Co-directeur
Dr. Pierre-Yves JEANNIN	ISSKA, La Chaux-de-Fonds (Suisse)	Expert
Dr. Philippe RENTZEL	Université de Bâle (Suisse)	Expert
Prof. André STRASSER	Université de Fribourg (Suisse)	Président du Jury

Fribourg, le 19 mai 2006

Le Doyen:

Prof. Marco CELIO

Directeur de thèse:



Prof. Christian CARON

Co-directeur de thèse:



Prof. Michel MONBARON

"Ce qui est simple est toujours faux, ce qui ne l'est pas est inutilisable"
Paul Valéry

"Avoir à moitié raison est une bénédiction dans un monde aussi complexe"
Stephen Jay Gould

3.1	HYPOTHÈSES MORPHOGÉNÉTIQUES	43
3.1.1	Hypothèses générales	43
3.1.1.1	Discussion	44
3.1.2	Le cas de l'Ajoie	45
3.1.2.1	Historique	46
3.2	ANALYSE SPATIALE DE LA FRACTURATION	
	DU MASSIF ROCHEUX	48
3.2.1	Macro-fracturation	49
3.2.2	Micro-fracturation	50
3.2.2.1	Méthode et stations de mesures	50
3.2.2.2	Fracturation de la dalle de Courtedoux, Sur Combe Ronde (station 1)	52
3.2.2.3	Stations de mesures 2 à 20	57
3.2.3	Synthèse des mesures	60
3.2.3.1	Plateau de Bure	61
3.2.3.2	Zone bordière	61
3.2.3.3	Relation entre macro- et micro- fracturation	62
3.2.3.4	Subméri dien = rhé nan ?	63
3.3	ANALYSE SPATIALE DE L'ORIENTATION DES VALLÉES SÈCHES	63
3.3.1	A l'échelle du terrain d'étude et des domaines morphostructuraux	64
3.3.2	A l'échelle des compartiments morphologiques	65

3.4 COMPARAISON ENTRE DIRECTIONS DE LA FRACTURATION ET DIRECTIONS DES VALLÉES SÈCHES	67
3.4.1 A l'échelle du plateau de Bure	67
3.4.2 A l'échelle des compartiments morphologiques	68
3.4.2.1 Bu I	68
3.4.2.2 Bu II	68
3.4.2.3 Bu III	68
3.4.2.4 Bu IV	68
3.4.2.5 Bu V	68
3.4.2.6 Bu VI	68
3.4.2.7 Bu VII	68
3.4.2.8 Bu VIII	68
3.4.2.9 zb I	68
3.4.2.10 zb III	71
3.4.2.11 Vallée sèche de la Haute-Ajoie	71
3.4.2.12 Bilan et discussion	71
3.4.3 A l'échelle de la vallée sèche	72
3.5 IMPORTANCE DE LA DIRECTION DES ÉCOULEMENTS HYDRIQUES	72
3.6 FRACTURATION ET KARSTOGENÈSE	73
3.6.1 Apport des photos aériennes	76
3.6.1.1 Dolines et sillons karstiques de Fontenais, Vabecha	77
3.6.1.2 Karstification "en direct" à Bressaucourt, Noires Terres	78
3.6.2 Rôle de la micro- et macro-fracturation en fonction du gradient hydraulique	79
3.7 SYNTHÈSE	81

4 - MORPHOGENÈSE DU PLATEAU CALCAIRE DE LAUFON

4.1 GÉOLOGIE	85
4.2 MORPHOGENÈSE	86
4.2.1 Directions de la fracturation	86
4.2.2 Directions des vallées sèches	86
4.2.3 Comparaison entre directions de la fracturation et directions des vallées sèches	87
4.2.4 Recherche d'un paramètre de corrélation	87
4.2.5 Bilan et discussion	88

5 - RELATION ENTRE FRACTURATION, RIVIÈRES SOUTERRAINES ET VALLÉES DRAINÉES

5.1 COMPARAISON ENTRE DIRECTIONS DE LA FRACTURATION ET DIRECTIONS DES RIVIÈRES SOUTERRAINES	89
5.1.1 Méthode	89
5.1.2 Milandrine	89
5.1.2.1 Discussion	90
5.1.3 Galeries amont du Creugenat (Ajoulote)	91

5.1.3.1 Discussion	92
5.2 COMPARAISON ENTRE DIRECTIONS DE LA FRACTURATION ET DIRECTIONS DES VALLÉES DRAINÉES	92
5.2.1 Méthode	92
5.2.2 Résultats	93
5.2.3 Discussion	94

6 - ÉVOLUTION DES RELIEFS ET DU RÉSEAU DE DRAINAGE EN AJOIE DEPUIS L'EOCÈNE

6.1 ÉVOLUTION DES RELIEFS	95
6.1.1 Stratigraphie	96
6.1.1.1 Gompholites & Conglomérats, Septarienton et Merressand & Calcaires marins	96
6.1.1.2 Molasse alsacienne	96
6.1.1.3 Vogesenschüttung (Sables et graviers vosgiens)	96
6.1.1.4 Höhenschotter	96
6.1.1.5 Mischschotter et Sundgauschotter (Graviers du Sundgau)	99
6.1.1.6 Quaternaire	99
6.1.1.7 Compléments stratigraphiques (bassin de Delémont)	100
6.1.2 Tectonique et fracturation	100
6.1.3 Reliefs environnants	100
6.1.3.1 Fossé rhénan, Vosges et Forêt-Noire	100
6.1.3.2 Plissement du Jura	100
6.1.4 Reliefs en Ajoie	101
6.1.4.1 Horst de Bure	101
6.1.4.2 Anticlinaux de Réchésy et Florimont	102
6.1.4.3 Anticlinaux de Vendlincourt et du Banné	102
6.1.4.4 Graben Oiselier-Réchésky	103
6.1.5 Karstification	103
6.1.5.1 Karsts à remplissage sidérolithique	103
6.1.5.2 Galeries amont du Creugenat (Ajoulote)	104
6.1.5.3 Milandrine	104
6.1.5.4 Remplissage karstique de Fahy	104
6.1.5.5 Karst de Porrentruy l'Oiselier	106
6.1.5.6 Remplissage karstique de Vendlincourt	106
6.1.5.7 Remplissage karstique de Glovelier	108
6.1.5.8 Remplissage karstique de la Vue-des-Alpes	108
6.1.5.9 Autres karsts	108
6.1.6 Synthèse	109
6.2 ÉVOLUTION DU RÉSEAU DE DRAINAGE	109
6.2.1 Drainage de l'Eocène au Pliocène	109
6.2.2 Paléorivières plio-pléistocènes en Ajoie	113
6.2.2.1 Tracés et profils longitudinaux	113
6.2.2.2 Scénarii d'évolution	116
6.2.2.3 Chronologie	118
6.2.2.4 Synthèse	119

7 - REMPLISSAGE QUATERNAIRE DES VALLÉES SÈCHES

7.1 CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE	
DU QUATERNAIRE	121
7.1.1 Les derniers 150'000 ans	123
7.2 CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	
ET PALÉOCLIMATIQUE	123
7.3 MÉTHODES	125
7.3.1 Stratigraphie	125
7.3.1.1 Sondages mécaniques	125
7.3.1.2 Coupes stratigraphiques de référence	126
7.3.1.3 Légende, codes et définitions	129
7.3.2 Granulométrie et géochimie	129
7.3.3 Morphoscopie	130
7.3.4 Micromorphologie	130
7.3.5 Géophysique (RMT)	130
7.3.6 Datations	131
7.3.6.1 Radiocarbone	131
7.3.6.2 Luminescence (OSL)	132
7.4 STRATIGRAPHIE	133
7.4.1 Introduction	133
7.4.1.1 Historique	134
7.4.2 Données de terrain	135
7.4.2.1 Sondages mécaniques	135
7.4.2.2 Sites archéologiques	135
7.4.2.3 Echantillons	136
7.4.3 Ensembles sédimentaires	136
7.4.3.1 Ensemble 1	137
7.4.3.2 Ensemble 2	137
7.4.3.3 Ensemble 3	137
7.4.3.4 Ensemble 4	137
7.4.3.5 Ensemble 5	138

7.4.3.6 Ensemble 6/7	138
7.4.3.7 Ensemble 8	138
7.4.3.8 Ensemble 9	139
7.4.3.9 Ensemble 10	139
7.4.3.10 Toit du rocher	140
7.4.4 Coupes et colonnes stratigraphiques	140
7.4.4.1 Chevenez, Combe Varu	140
7.4.4.2 Chevenez, Lai Coiratte	144
7.4.4.3 Chevenez, Combe Ronde	147
7.4.4.4 Chevenez, Combe en Vaillard	149
7.4.4.5 Courtedoux, Creugenat	151
7.4.4.6 Porrentruy, Grand' Fin	155
7.4.5 Compléments analytiques	155
7.4.5.1 Géochimie	155
7.4.5.2 Granulométrie	157
7.4.5.3 Morphoscopie	157
7.4.6 Compléments stratigraphiques	159
7.4.7 Paléohydrologie	159
7.5 GÉOPHYSIQUE	162
7.6 DISCUSSION	166

8 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

8.1 CONCLUSIONS	169
8.2 PERSPECTIVES	172

BIBLIOGRAPHIE	175
PLANCHES	181
ANNEXES	213
CURRICULUM VITAE	223

RÉSUMÉ

Ce travail aborde la question de l'origine des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie (Suisse) sous un jour nouveau et multidisciplinaire, notamment grâce aux informations géologiques récoltées durant les vingt dernières années dans le cadre de la construction de l'autoroute A16.

L'Ajoie, région clé du point de vue structural, constitue tout à la fois la terminaison orientale de la zone transformante Rhin-Bresse, la limite méridionale du Fossé rhénan, et la limite septentrionale du Jura plissé. Elle peut être subdivisée en quatre domaines morphostructuraux qui présentent chacun des morphologies de vallées sèches particulières, organisées selon des réseaux géométriques distincts.

Une fois le cadre géomorphologique posé, les différentes hypothèses morphogénétiques proposées dans la littérature pour expliquer la formation des vallées sèches sont décrites et leur aptitude à expliquer la situation ajoilote est discutée. Il en ressort que l'hypothèse formulée par AUBERT (1969) semble la plus appropriée. Elle consiste à ramener la formation des vallées sèches à des ouvalas linéaires, c'est-à-dire des formes de dissolution au même titre que les dolines, mais qui auraient bénéficié d'un développement privilégié par la fracturation. Une analyse spatiale comparative détaillée entre micro-fracturation, macro-fracturation et vallées sèches permet de confirmer en grande partie l'hypothèse d'Aubert. Toutefois, la relation qui s'établit entre fracturation et vallées sèches n'apparaît qu'en combinaison avec un autre paramètre: celui de la direction des écoulements (superficiels et hypodermiques). C'est elle qui, associée à la fracturation, a guidé la progression de la dissolution et a conduit, par coalescence de dolines alignées en chapelets, à la formation des vallées sèches. Dans ce contexte, les grands accidents kilométriques qui tronçonnent

l'Ajoie ont joué un rôle déterminant sur l'orientation des vallées sèches. Toutefois, le rôle des micro-fractures a pu être clairement démontré: organisées en réseau dense, ce sont elles qui forment en fait les grands accidents kilométriques reportés sur les cartes géologiques. L'importance des phénomènes structuraux est ainsi relevée puisque ce sont eux qui ont déterminé 1) le relief; 2) la direction des écoulements; 3) le gradient hydraulique nécessaire à la karstification et 4) le réseau de fractures exploité par la karstification en fonction de 2).

L'étude de photos aériennes a permis de confirmer le lien entre fractures et dolines, et a mis en évidence de façon particulièrement nette le processus de formation des vallées sèches par karstification. En partant du constat que les vallées sèches procèdent pour l'essentiel d'une genèse karstique, il est possible de déduire de leur agencement des principes de karstogenèse: dans les situations à faible gradient hydraulique (plateaux calcaires au relief peu marqué), les grands accidents tectoniques jouent le rôle de drains collecteurs le long desquels opère la karstification. Par contre, le fort gradient hydraulique qui marque les zones au relief plus accidenté, telles que les bords d'un plateau calcaire entaillé par un canyon par exemple, favorisera la karstification le long des fissures qui lui sont subparallèles, sans tenir compte de leur densité. Ainsi, des systèmes de fractures de forte fréquence, mais de directions par trop divergentes de celle du gradient hydraulique, seront délaissés par l'érosion chimique au profit de discontinuités peut-être faiblement exprimées, mais orientées parallèlement aux écoulements karstiques. La disposition des galeries des deux rivières souterraines de la région (Milandrine et Ajoilote) par rapport aux fractures vient confirmer les principes émis ci-dessus.

Sur la base d'une démarche intégrée, comprenant des données stratigraphiques, tectoniques et karstologiques, une reconstitution de l'évolution des reliefs et des rivières en Ajoie est proposée. De l'Eocène à aujourd'hui, cinq phases morphogénétiques se sont succédées: 1) soulèvement à l'Eocène supérieur, création de légers bombements et phase de karstification; 2) création de petits fossés d'effondrement à l'Oligocène inférieur; 3) soulèvement régional au Miocène inférieur, responsable d'un important hiatus sédimentaire et probablement d'une seconde phase de karstification; 4) plissement du Jura et soulèvement du plateau de Bure, au Miocène supérieur, correspondant à la phase principale de morphogénèse. A partir de la mise en place de ces deux grandes structures, le gradient hydraulique conduit à une intense phase de karstification qui modèle le réseau actuel des vallées sèches en surface et celui des rivières souterraines en profondeur (Milandrine, Ajoulote pro parte); 5) création d'anticlinaux disposés en échelons dans le Jura tabulaire. Cette phase tardive plio-pléistocène est suivie d'une ultime phase de karstification et donne au réseau de drainage superficiel son allure actuelle.

Si le drainage des parties hautes de la région (plateau de Bure, contreforts du Jura plissé) était probablement karstique dès le Pliocène moyen, un cours d'eau que nous avons appelé "La Bruntrutaine" a perduré dans la vallée sèche principale de la Haute-Ajoie jusqu'au début du Pléistocène supérieur. Sa disparition a probablement résulté de l'action combinée d'une chute du niveau de base (déclenchée par un soulèvement tectonique) et de la capture de l'Allaine qui se dirigeait auparavant vers la Vendline, puis la Coeuvalte, sans passer par Porrentruy.

L'étude stratigraphique détaillée des remplissages quaternaires, centrée sur la vallée sèche de la Haute-Ajoie dans les environs du Creugenat, a permis un découpage chronostratigraphique des dépôts en dix ensembles (E1 à E10). Des graviers fluviaux (E9, E5) constituent systématiquement la base du comblement. Ils témoignent d'un système de drainage fossile assuré par des rivières tressées au caractère torrentiel, acti-

ves durant le Glaciaire ancien weichsélien (à la faveur d'une péjoration climatique), ainsi qu'au Pléniglaciaire supérieur (alors que le blocage de l'écoulement karstique par le gel favorisait les écoulements superficiels). Une nappe de solifluxion attribuée au Pléniglaciaire inférieur weichsélien (E8) ou des loess ruisselés datés par OSL du Pléniglaciaire moyen (E6/7) sont intercalés entre ces deux corps de graviers. Les sédiments holocènes (E1 à E4) ont enregistré quant à eux cinq épisodes fluviaux. La corrélation de quatre d'entre eux avec des périodes de hauts niveaux des lacs jurassiens suggère qu'un contrôle climatique (augmentation des précipitations) est à l'origine de ces reprises temporaires de l'écoulement superficiel. L'observation systématique de la géométrie et de l'état d'altération du toit du rocher, complétée par des données géophysiques (VLF-RMT), montre que, dans cette partie basse du système, l'érosion fluviale a participé au façonnement des vallées sèches sans toutefois surcreuser leur fond. Les vallées sèches situées en position géomorphologique élevée, sur le plateau de Bure, n'ont par contre gardé aucune trace de système fluviale pérenne.

En conclusion, les résultats des différentes approches mises en œuvre permettent de proposer un schéma synthétique de la formation des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie. Ce schéma fait intervenir deux processus érosifs: la karstification et l'érosion fluviale qui peuvent agir tant alternativement que simultanément, et dont l'activation, l'augmentation, la diminution ou l'arrêt sont gérés par trois paramètres: la tectonique, la lithologie et le climat. L'intensité relative des processus impliqués et les rôles respectifs des paramètres varient selon les compartiments morphostructuraux et les périodes de temps considérées. Il est dès lors impossible de proposer un modèle de morphogénèse unique, valable pour toutes les vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie. Toutefois, dans leur grande majorité, elles peuvent être ramenées à des sillons tectono-karstiques résultant d'une fragilisation primaire d'origine tectonique, exploitée et agrandie postérieurement par le double jeu de la dissolution karstique (processus prépondérant) et du déblaiement fluviale (processus accessoire).

Mots-clés: morphogénèse, vallées sèches, karst, géomorphologie, Jura tabulaire, tectonique, fracturation, stratigraphie, remplissages quaternaires, Weichsélien, loess, paléohydrologie, micromorphologie.

ABSTRACT

This work tackles the origin of the dry valleys of the tabular Jura of Ajoie (northwestern Switzerland) according to a new and multidisciplinary approach, in particular thanks to the geological information collected during the last twenty years in relation with the construction of the highway A16.

Once the geomorphological framework has been set, the various morphogenetic hypothesis found in the literature to explain the formation of the dry valleys are described and discussed. A comparative spatial analysis between micro-fracturing, macro-fracturing, and dry valleys confirms the tectono-karstic hypothesis of AUBERT (1969): dry valleys should be considered as linear uvalas, i.e. forms of dissolution similar to dolines, but that developed according to fracturing directions. However, the relation between dry valleys and fracturing is expressed only in combination with another parameter: the drainage direction.

The study of aerial photographs has confirmed the link between fractures and dolines, and clearly illustrates the process of the dry valleys formation by karstification. Assuming that dry valleys have a karstic origin, it is possible to deduce karstogenesis principles from the geometry of their patterns: in situations of low hydraulic gradient, the great tectonic faults play the role of collecting drains along which karstification operates. On the other hand, the strong hydraulic gradient which marks the zones with steeper topography favors the karstification along the fissures which are subparallel to the drainage direction, without taking into account their density. The layout of the galleries of the two underground rivers of the area (Milandrine and Ajoulote) in comparison with the fractures patterns confirms these principles.

Based on an integrated approach, including stratigraphic, tectonic and karstologic data, a reconstitution of the evolution of reliefs and rivers in Ajoie is then proposed. From the Eocene till now, five morphogenetic phases were recognized. The fourth and most important one corresponds to Jura folding and Bure plateau uplift, in late Miocene. Since the formation of these two structures, the hydraulic gradient has led to an intense phase of karstification which has modeled the present network of dry valleys and underground rivers. It was followed by a late plio-pleistocene phase which has given its current shape to the surface drainage.

The detailed stratigraphic study of the quaternary fillings has allowed to establish a chronostratigraphic subdivision of the deposits in ten units. Fluvatile gravels constitute systematically the base of the fillings. They testify to a fossil drainage system, active during the Weichselian Early Glacial (OIS 5a-d) as well as Late Pleniglacial (OIS 2). OSL-dated Middle Pleniglacial loess (OIS 3) are intercalated between these two gravel bodies. Five fluvatile episodes have been found in the Holocene sedimentary record. The correlation of four of them with periods of high lake level in the Jura suggests that a climatic control (increase in precipitations) is responsible for these temporary reactivations of the superficial drainage.

In conclusion, a synthetic diagram of the formation of the dry valleys of Ajoie is proposed. It implies two erosive processes (karstification and fluvatile erosion) which are controlled by three parameters (tectonics, lithology, climate). The relative intensity of the processes and the role of the parameters vary according to the morphostructural compartments and to the periods

considered. However, in their majority, the dry valleys can be considered as tectono-karstic furrows resulting from a primary tectonic embrittlement, exploited and

subsequently increased by karstic dissolution (main process) and fluvial erosion (accessory process).

Keywords: *morphogenesis, dry valleys, karst, geomorphology, tabular Jura, tectonics, fracturing, stratigraphy, quaternary fillings, Weichselian, Würm, loess, paleohydrology, micromorphology.*

ZUSAMMENFASSUNG

Diese Arbeit behandelt die Entstehung der Trockentäler des Tafeljuras in der Ajoie (Schweiz) aus einer neuen und multidisziplinären Sicht, insbesondere dank der geologischen Informationen, die während der letzten zwanzig Jahre im Rahmen des Baus der Autobahn A16 gesammelt wurden.

Nach der Präsentation des geomorphologischen Rahmens werden die in der Literatur beschriebenen morphogenetischen Hypothesen zur Entstehung der Trockentäler vorgelegt und diskutiert. Eine vergleichende räumliche Analyse zwischen Bruchsystemen (Mikro- und Makro-) und Trockentälern erlaubt, die tektono-karstische Hypothese von AUBERT (1969) grösstenteils zu bestätigen: die Trockentäler können als lineare Uvalas betrachtet werden, das heisst Auflösungsformen wie Dolinen, die sich entlang von Bruchsystemen entwickelt haben. Allerdings kommt der Zusammenhang zwischen Verlauf der Trockentäler und Bruchsystemen lediglich in Kombination mit einem weiteren Parameter zum Ausdruck: der Abflussrichtung.

Die Analyse von Luftbildern hat es erlaubt, die Verbindung zwischen Brüchen und Dolinen zu bestätigen und hat den Bildungsvorgang der Trockentäler durch Verkarstung deutlich hervorgehoben. Ausgehend von der Feststellung, dass die Trockentäler hauptsächlich aus Verkarstungsvorgängen hervorgehen, ist es möglich, aufgrund ihrer Anordnung Grundsätze zur Karstgenese abzuleiten: bei geringem hydraulischem Gradienten spielen die grossen tektonischen Störungen die Rolle von Drainagesammlern, entlang derer die Verkarstung stattfindet. Dagegen begünstigt ein starker hydraulischer Gradient, der die Zonen mit ausgeprägtem Relief kennzeichnet, die Verkarstung entlang von Brüchen, die parallel zum Gradienten verlaufen, unabhängig ihrer Dichte. Die Anordnung der

Galerien zweier unterirdischer Flüsse (Milandrine und Ajoulote) im Verhältnis zum Verlauf der Brüche bestätigt diese Grundsätze.

Basierend auf einem integrierten methodischen Vorgehen, das stratigraphische, tektonische und karstologische Daten erfasste, wurde die Entwicklung des Reliefs und der Flüsse in der Ajoie rekonstruiert. Vom Eozän bis heute lassen sich fünf morphogenetische Phasen fassen. Die vierte und wichtigste Phase entspricht der Jurafaltung und der Hebung des Plateau von Bure im späteren Miozän. Diese zwei großen Strukturen führten zur Ausbildung des hydraulischen Gradienten und zu einer starken Verkarstung, die das heutige Netz der Trockentäler und jener der unterirdischen Flüsse modelliert hat. Eine spätere Phase folgte im Plio-Pleistozän und verlieh dem oberflächlichen Abflussnetz seinen heutigen Verlauf.

Die detaillierte Untersuchung der quartären Talfüllungen erlaubte eine chronostratigraphische Gliederung der Ablagerungen in zehn Einheiten. Fluviale Kiese bilden systematisch die Basis der Talverfüllungen. Dies zeugt von einem fossilen Abflusssystem, das während des Weichselfrühglazial (Frühwürm, IS 5a-d) sowie im Verlauf des Oberen Pleniglazials (IS 2) aktiv war. Löss, die anhand von OSL-Messungen ins Mittleres Pleniglazial (IS 3) datiert wurden, sind zwischen diesen zwei Kieskörpern eingeschaltet. In den holozänen Sedimenten haben sich fünf fluviale Episoden niedergeschlagen, wobei vier dieser Ereignisse mit Seespiegelhochständen der Juraseen korrelieren. Dies könnte auf klimatische Ursachen zurückzuführen sein (Zunahme der Niederschläge).

Zum Schluss wird ein synthetisches Schema der Entstehung der Trockentäler in der Ajoie entworfen.

Es impliziert zwei Erosionsvorgänge (Verkarstung und fluviatile Erosion), die durch drei Parameter (Tektonik, Lithologie, Klima) gesteuert wurden. Die relative Intensität der implizierten Vorgänge und die jeweiligen Rollen der Parameter variieren je nach

morphologischen Kriterien im Verlauf der verschiedenen Perioden. Die Mehrzahl der Trockentäler können jedoch als ursprüngliche tektonische Schwächezonen angesehen werden, die durch Verkarstung (hauptsächlich Prozess) und fluviatilen Abtrag (untergeordneter Prozess) angelegt und erweitert wurden.

Schlüsselwörter: *Morphogenese, Trockentäler, Karst, Geomorphologie, Tafeljura, Tektonik, Bruchsystem, Stratigraphie, Quartärfüllung, Weichsel, Würm, Löss, Paläohydrologie, Mikromorphologie*

REMERCIEMENTS

Quelques idées, des réflexions, des intuitions, voilà ce qui constituait le tout début de ce travail. S'y est ajoutée une envie de mieux comprendre et cela a débouché sur un projet. D'abord vague, il a pris consistance, peu à peu, pour se transformer en un immense chantier aux fondations inégales et aux échafaudages parfois branlants. C'est alors qu'il a fallu consolider, élaguer, remodeler..., le plus dur étant peut-être en définitive de poser le point final. Le résultat est ce paquet de pages reliées avec des lettres et des schémas. On appelle ça une "thèse". Mais il y a surtout, entre les idées du début et le point final, des remises en questions, des encouragements, des résultats, des déceptions, des surprises, des motivations et des gens avec qui on partage tout ça. Il y a la science bien sûr, mais il y a aussi tout ce que la science ne pourra jamais qu'essayer d'expliquer: l'amitié, la solidarité, l'empathie, la connivence, les ras le bol et les encouragements. En bref, au détour de tous les "cailloux" qui font l'objet de ce travail, il y a aussi et surtout des personnes. Il me tient à cœur de leur exprimer ici toute ma gratitude, ma reconnaissance ou mes remerciements:

Le Prof. Christian Caron, directeur de thèse, a accueilli favorablement mon projet dès le début. En m'octroyant un poste d'assistant, il m'a permis de consacrer du temps à ma recherche que j'ai pu mener dans des conditions de travail toujours optimales. Il a en outre assuré le financement de nombreuses analyses et datations. J'ai particulièrement apprécié la confiance qu'il m'a accordée durant ces cinq dernières années.

L'intérêt manifesté par le Prof. Michel Monbaron pour les vallées sèches, lors de ses visites sur le terrain en Ajoie, a sans doute fait germer dans mon esprit les prémisses de cette thèse. En acceptant d'en prendre la co-direction, il m'a ainsi encouragé à pousser la recherche un peu plus loin.

Le Dr. Philippe Rentzel m'a ouvert les portes de son laboratoire, à l'Institut de Préhistoire de l'Université de Bâle (IPNA), où ont été réalisées la plupart de mes analyses. Toujours disponible malgré un emploi du temps plus que chargé, il a en outre accepté de faire partie du jury de cette thèse.

Le Dr. Pierre-Yves Jeannin, directeur de l'Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie (ISSKA) à La Chaux-de-Fonds, grand connaisseur du karst de l'Ajoie pour y avoir mené de nombreuses études, a également répondu favorablement à ma proposition de participer au jury.

François Schifferdecker, archéologue cantonal du Jura, s'est montré ouvert aux questions non spécifiquement archéologiques. Sans son ouverture d'esprit, qui m'a permis de "creuser" au-delà des niveaux purement archéologiques, ce travail n'aurait pas été aussi complet.

Le Prof. André Strasser, sédimentologue à l'Université de Fribourg, m'a apporté ses conseils, notamment sur le terrain en 2001 alors que je n'en étais qu'au tout début de ma recherche. Il a ensuite gardé un œil sur mes travaux et y a apporté des compléments toujours très pertinents.

Les discussions avec le Prof. Jean-Pierre Berger, paléontologue à l'Université de Fribourg, m'ont aidé à retrouver mon chemin et à structurer mon propos lorsque je me perdais dans l'écheveau stratigraphique de la Molasse du Jura.

Merci à Jon Mosar, MER à l'Université de Fribourg, dont l'entrain m'a aidé à me (re)plonger dans la tectonique et pour ses critiques qui m'ont incité à clarifier certaines hypothèses.

J'ai également pu compter sur le Prof. Imre Müller, Hydrogéologue à l'Université de Neuchâtel, qui m'a accordé deux journées de son temps et toute son expérience pour les campagnes géophysiques (RMT) sur le terrain.

Mes collègues Michel Guélat et Denis Aubry m'ont transmis leur connaissance de la géologie du Quaternaire jurassien et de la géoarchéologie alors que je les rejoignais en 1998 à la Section d'archéologie du canton du Jura. Leurs conseils et encouragements m'ont aidé à m'y sentir rapidement à l'aise. Ils m'ont en outre sensibilisé à la question de l'origine des vallées sèches et au potentiel d'informations que pouvait contenir leur remplissage quaternaire.

Patrick Paupeř, responsable des sondages de prospection archéologiques, avait formé une équipe avec laquelle le terrain était toujours une partie de plaisir, quelle que soit la météo. Pour leur efficacité et pour l'ambiance, un grand Merci à Pierre-Alain Borgeaud, Alain Belin dit Lainlain, François Chariatte (alias le Franz), Bernard Graber, Gheorghe Pascal (de Chalmoille), ainsi bien sûr qu'à l'imperturbable Boubouille.

Les archéologues responsables des sites fouillés en Ajoie de 1998 à 2004 ont toujours accueilli favorablement mes requêtes lorsqu'il s'agissait d'approfondir une stratigraphie ou de compléter l'un ou l'autre profil. Merci à Carine Deslex-Sheikh, Cécile Gonda et Sébastien Saltel, ainsi bien sûr qu'aux techniciens de fouille qui ont rectifié, puis dessiné les profils stratigraphiques sur le terrain. Qu'il me soit permis ici de ne pas les mentionner tous nommément: j'aurais trop peur d'en oublier, tant ils ont été nombreux à me donner de petits et grands coups de main plus souvent qu'à leur tour.

Je tiens également à remercier Monsieur Jean-Philippe Chollet, chef de service des Ponts et chaussées, qui m'a autorisé l'accès aux données géologiques A16. Merci plus particulièrement à François Flury, Romain Christe et Denis Grobet du bureau MFR Géologie-Géotechnique SA à Delémont, Joseph Thierrin du Bureau CSD Ingénieurs et Géologues SA à Porrentruy, ainsi qu'à Guy Giraudet de la SACR à Bassecour pour la mise à disposition de ces données et les discussions scientifiques échangées.

Je ne peux oublier mon collègue et ami Damien Becker, alias Schwarzenbecker, grand maître du Cénozoïque infra-Quaternaire jurassien. Outre la col-

laboration fructueuse (toujours en cours du reste ;-)) qui nous a permis d'y voir plus clair sur la formation des reliefs jurassiens, il y a eu les séances de course, d'abord en voiture (Porrentruy-Fribourg), puis à pied (Fontenais-Fontenais), ce qui dénote une certaine tendance évolutive (de primitif-primitif à primitif-sportif).

Le Dr. Raymond Plancherel a gardé un œil intéressé sur ma recherche et a toujours trouvé le temps pour partager mes interrogations ou mes découvertes. Merci Raymond pour ce que tu m'as apporté à ta manière, au détour d'une phrase anodine, me permettant de prendre le recul nécessaire pour mieux passer l'obstacle suivant.

Merci au Dr. Kamil Ustaszewski avec qui, en 1999 déjà, nous essayions désespérément de trouver des failles néotectoniques au fond d'une doline, entre deux défenses de mammoth ! Par la suite, les discussions sur la tectonique du fossé rhénan, la zone transformante Rhin-Bresse ou encore le plissement du Jura furent pour moi très enrichissantes.

Merci à Jean-François Nussbaumer, pilote à Porrentruy, qui m'a transmis des photos aériennes montrant remarquablement bien la fracturation du substrat calcaire.

Beatrix Ritter (IPNA, Bâle) a réalisé la plupart des analyses granulométriques et géochimiques avec la grande minutie qu'on lui connaît.

Thomas Beckmann (Braunschweig, D) a réalisé des lames minces d'une parfaite qualité. Dans ces conditions, passer des heures sous un microscope devient presque un plaisir !

Alexandra Hilgers (Département de Géographie, Université de Cologne) a effectué les datations OSL des loess.

Merci encore aux "anciens", Florence Dapples, Frédéric Bossy et Daniel Oswald, restés en contact tout au long de cette thèse, pour leur soutien inconditionnel.

Merci à Sophie qui m'a accompagné un bout de chemin à une période un peu stressante, en début de thèse.

Un Merci encore à tous les membres de la Section de paléontologie (pour certains rescapés du Jurassic-

Loft de Porrentruy) pour la bonne ambiance des repas de midi, les pauses-café aux Deux Clés, la franche déconnade pour pas trop se prendre la tête, et un peu de science de temps en temps: Jacques Ayer, Damien Becker, Jean-Paul Billon, Lionel Cavin, Wolfgang Hug, Frédéric Lapaire, Daniel Marty, Gaëtan Rauber et Laurent Picot.

Et bien sûr, il y a toute l'équipe des Géosciences de l'Université de Fribourg: professeurs, collaborateurs scientifiques, collaborateurs techniques, doctorants et étudiants. Merci pour la chaleureuse ambiance que chacun a contribué à faire régner ! Elias Samankassou, roi du Cameroun et de la convivialité, expert en desserts et en tant d'autres choses ! Merci Elias pour ton aide, tes conseils et tes incalculables coups de main ! Il y a ensuite le clan des affamés: Martin Bochud et son acolyte Pierre Vonlanthen, lequel a dû rivaliser d'imagination pour me déloger de mon bureau au moment d'aller dîner; il faut dire qu'il avait faim, le bougre ! Le clan des Valaisans: Corinne Saudan et Bernard Grobety, et leurs concurrents du Sud des Alpes, Andrea Storni, Sabina Cappellacci, Jessica Chiaverini et Silvia Spezzaferri. Mais où y a-t-il donc le plus de soleil ? Caroline Pellaton, alias Carolex, notre transfert genevois et chercheuse internet hors pair. Vincent Serneels, expert en fromage sarde. Les doctorants du 4^{ème} : Peter Berner, Mikaël Haenni, Cédric Mettraux et Sébastien Perret, et les tout frais docteurs Niels Rameil, Giacomo Eramo et Kuno Matzinger. Jean-Marc Fasel qui a su me rappeler que ma thèse ne serait certainement pas la seule chose intéressante que je ferais dans ma vie, m'encourageant ainsi à y mettre un terme.

Claudius Pirkenseer et Jonas Tresch, alias Dupont et Dupond, que l'on reconnaît toutefois à un tonus légèrement différent dans le dialecte. Richard Waite qui vient juste d'arriver: Bienvenue à Fribourg ! Michèle Caron pour le renouvellement du stock de biscuits à la pause. Reynald Delaloye et Gilles Fasel de l'unité de Géographie. La communauté des jeunes Françaises en exil: Claire Blanc, Cécile Bonnet, Maëlle Lhemon, Noémie Stienne et Stéphanie Védrine. Seriez-vous venues si on vous avait dit, qu'ici, il vous faudrait jouer au "fot", "peser" sur des boutons, faire ses "courses" en remplissant des "cornets" avec des "actions", et même passer la "panosse" ? Merci finalement à Françoise Mauroux, Nicole Bruegger et Daniel Cuennet pour tous les coups de mains rendus.

Marie-Paule, Merci pour ton aide, ta patience et ton écoute. Tout ça pour des cailloux, certes..., mais jurassiens !

Le plus grand Merci s'adresse finalement à ma famille – mes parents et mes frères – qui m'ont encouragé et soutenu avec bienveillance tout au long de mes études. Je leur dois beaucoup, particulièrement à ma maman, qui compte assurément parmi les rares personnes à avoir lu chaque lettre de cette thèse !

Quant à tous ceux qui m'ont forcé à me creuser la tête pour trouver une réponse originale à la question fatidique "et cette thèse, ça avance ?", je souhaiterais les avoir aujourd'hui à portée de main et les forcer à en lire chaque ligne, jusqu'à la dernière... la dernière des remerciements en tous cas ;-)

*** A TOUS MERCI ***

1 - INTRODUCTION

L'arrivée de l'autoroute A16 en Ajoie a suscité un regain d'intérêt pour la recherche géologique, plus particulièrement pour la géologie du Quaternaire et la géomorphologie. Ces disciplines ne s'étaient en effet que très peu penchées sur les formes et formations ajoulotes depuis les travaux aujourd'hui bien anciens de LIÈVRE (1939, 1955), ERZINGER (1943) et PERRONNE (1955). Durant les deux dernières décennies, une grande quantité d'informations a surgi des nombreuses études géotechniques, géologiques, hydrogéologiques, pédologiques ou encore des études d'impact sur l'environnement. Il faut ajouter à cette liste les données fournies par les multiples campagnes de sondages archéologiques et la fouille des sites qui en a résulté. C'est dans ce contexte qu'a germé le projet d'une étude géomorphologique axée sur les vallées sèches si caractéristiques du paysage ajoulot.

1.1 OBJECTIFS

L'objectif principal de ce travail de recherche est d'obtenir une meilleure connaissance des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie:

- Quand et comment se sont-elles formées ?

- Ont-elles toujours été sèches et, si non, pourquoi le sont-elles devenues ?

Voilà les deux questions fondamentales qui ont initié ce travail. Bien entendu, durant l'élaboration de cette recherche, d'autres objectifs annexes, ou plutôt intermédiaires, sont venus s'y greffer:

- Dresser une synthèse stratigraphique de l'Ajoie, complète et actualisée, de l'Oxfordien au Quaternaire.

- Etablir une image complète des formes du relief en Ajoie.

- Détailler le remplissage pléistocène et holocène des vallées sèches en y intégrant les découvertes archéologiques.

- Obtenir une image statistiquement représentative de la fracturation du massif calcaire d'une part et de la répartition directionnelle des tronçons droits des vallées sèches d'autre part, afin d'établir un éventuel lien de causalité entre fractures et vallées sèches.

- Discuter le rôle de la fracturation sur les écoulements souterrains.

- Proposer une reconstitution chronologique de l'évolution des reliefs et des rivières en Ajoie, sur la base d'une démarche intégrée comprenant des données stratigraphiques, tectoniques et karstologiques.

- Finalement, on l'aura compris, un des objectifs de ce travail est aussi de jeter des ponts entre des disciplines proches qui ne se parlent guère, alors qu'elles auraient tout à y gagner.

1.2 CADRE GÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

Située dans le NW de la Suisse, l'Ajoie est une région naturelle largement ouverte sur la France, qui appartient au district de Porrentruy, dans le canton du Jura (Fig. 1.1 et 1.2). Au N et à l'W, la limite du district correspond à la frontière nationale franco-suisse. Au SE, elle marque le passage vers le district des Franches-Montagnes et celui de Delémont, qui sont les deux autres entités administratives du canton.

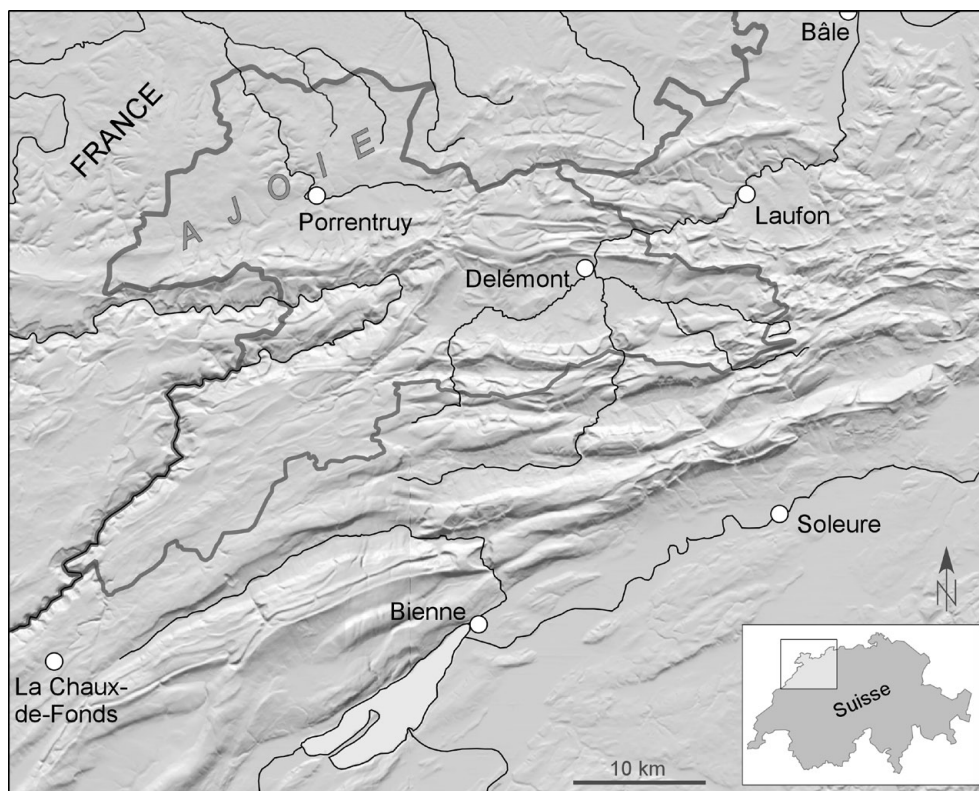


Fig. 1.1 Situation géographique. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

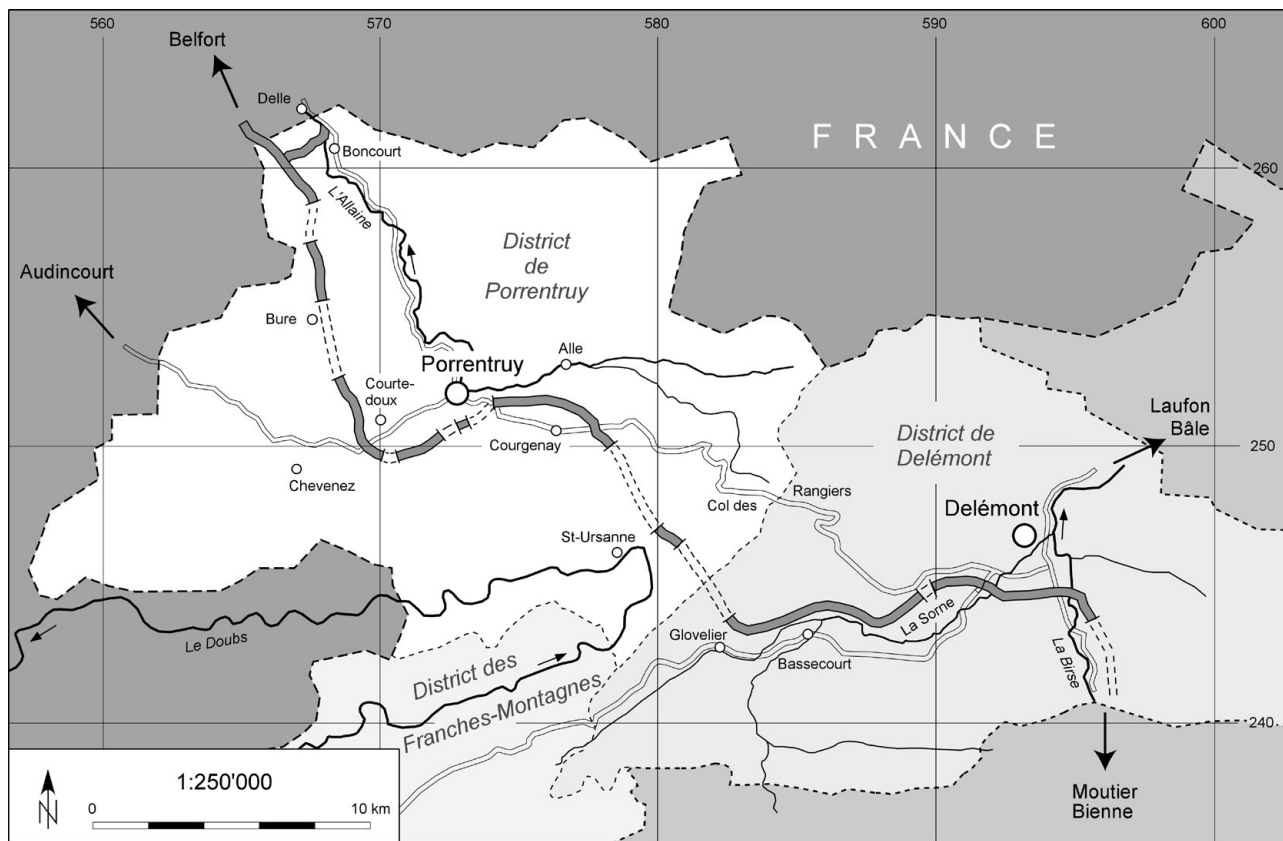


Fig. 1.2 Situation géographique des trois districts du canton du Jura et tracé de l'autoroute A16.

Pendant des siècles, le bien sinueux col des Rangiers a servi de passage à travers la chaîne du Mont Terri pour rallier la vallée de Delémont, vaste bassin synclinal de forme losangique. Depuis 1998, les deux tunnels de l'Autoroute A16 ont considérablement réduit les temps de trajets entre Porrentruy et Delémont, capitale du canton. Contrairement à une idée reçue, le canton du Jura, et plus particulièrement l'Ajoie, n'est pas une région de montagne. Boncourt, tout au N, constitue même le point le plus bas de Suisse romande avec Genève, situés tous deux à 370 m d'altitude. Le climat y est très doux, comme l'attestent par exemple le petit vignoble de Buix qui produit l'excellent Clos des Cantons depuis 1990, ou les vergers d'arbres fruitiers qui produisent notamment la fameuse Damassine.

D'un point de vue structural, l'Ajoie correspond à une zone complexe marquée tant par la phase d'extension E-W qui a conduit à l'ouverture des fossés d'effondrement du Rhin et de la Bresse durant l'Oligocène, que par les forces de compression N-S qui ont édifié le Jura plissé à la fin du Miocène. Elle forme la terminaison orientale de la zone transformante Rhin-Bresse qui relie les fossés tertiaires de la Bresse au SW et du Rhin au NE (Fig. 1.3). Son relief tabulaire marque la transition entre les contreforts du Jura plissé au S et les plaines du Sundgau au N, prolongation méridionale du Fossé rhénan (Fig. 1.4). Rattachée au Jura tabulaire, l'Ajoie se situe juste en marge de la fameuse trouée de Belfort, passage naturel entre les Vosges et le Jura qui permet une relation aisée entre l'Alsace et la Franche-Comté.

L'Ajoie présente en outre la particularité d'appartenir au bassin versant du Rhône, alors que c'est la région de Suisse la plus proche du Fossé rhénan (Bâle excepté). La source de l'Allaine, cours d'eau qui draine la région, se situe d'ailleurs à quelques centaines de mètres seulement de la ligne de partage des eaux avec le bassin du Rhin. Le canal Rhône-Rhin, dans la région du Sundgau, relie l'Ill (à Mulhouse) au Doubs (au S de Belfort).

1.3 MÉTHODOLOGIE

Il n'existe pas de méthode spécifique qui puisse répondre à elle seule aux objectifs de ce travail de recherche. La pluralité des sujets traités implique forcément l'emploi de méthodes diverses empruntées à plusieurs disciplines des sciences de la terre. Brièvement énoncées ci-dessous, leur présentation

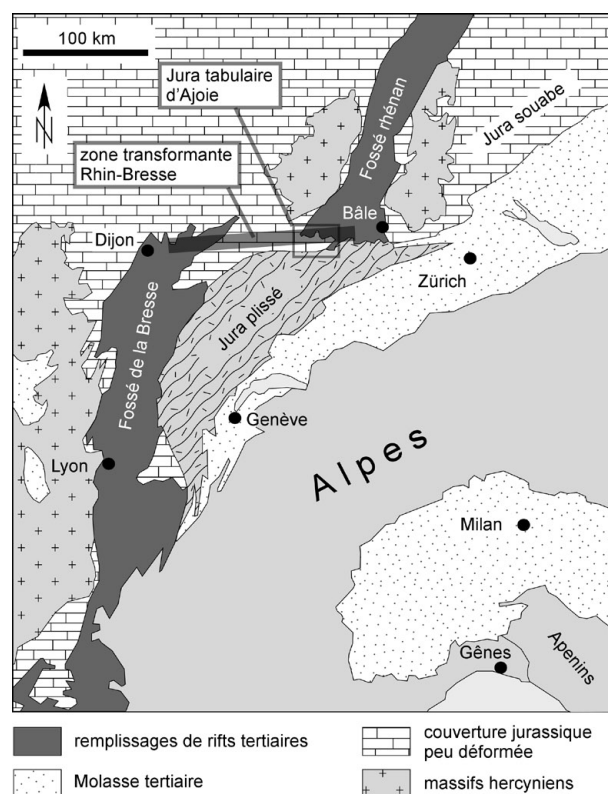


Fig. 1.3 Situation du Jura tabulaire d'Ajoie dans le contexte tectonique alpin et le système de rifts tertiaires.

détaillée sera – si nécessaire – intégrée aux chapitres dans lesquels elles ont été utilisées.

- Géomorphologie (analyse morphostructurale)
- Stratigraphie (Jurassique, Paléogène, Néogène, Quaternaire)
- Tectonique (étude de la fracturation)
- Sédimentologie (granulométrie, morphoscopie)
- Géochimie
- Micromorphologie
- Pédologie
- Archéologie
- Datations absolues (radiocarbone et OSL)
- Palynologie
- Géophysique (VLF-RMT)
- Interprétation de photos aériennes

1.4 TERMINOLOGIE ET DÉFINITIONS

L'objectif de ce travail est davantage de comprendre les processus morphogénétiques que de classer et ranger des objets géomorphologiques. La terminologie utilisée se veut donc la plus simple possible.

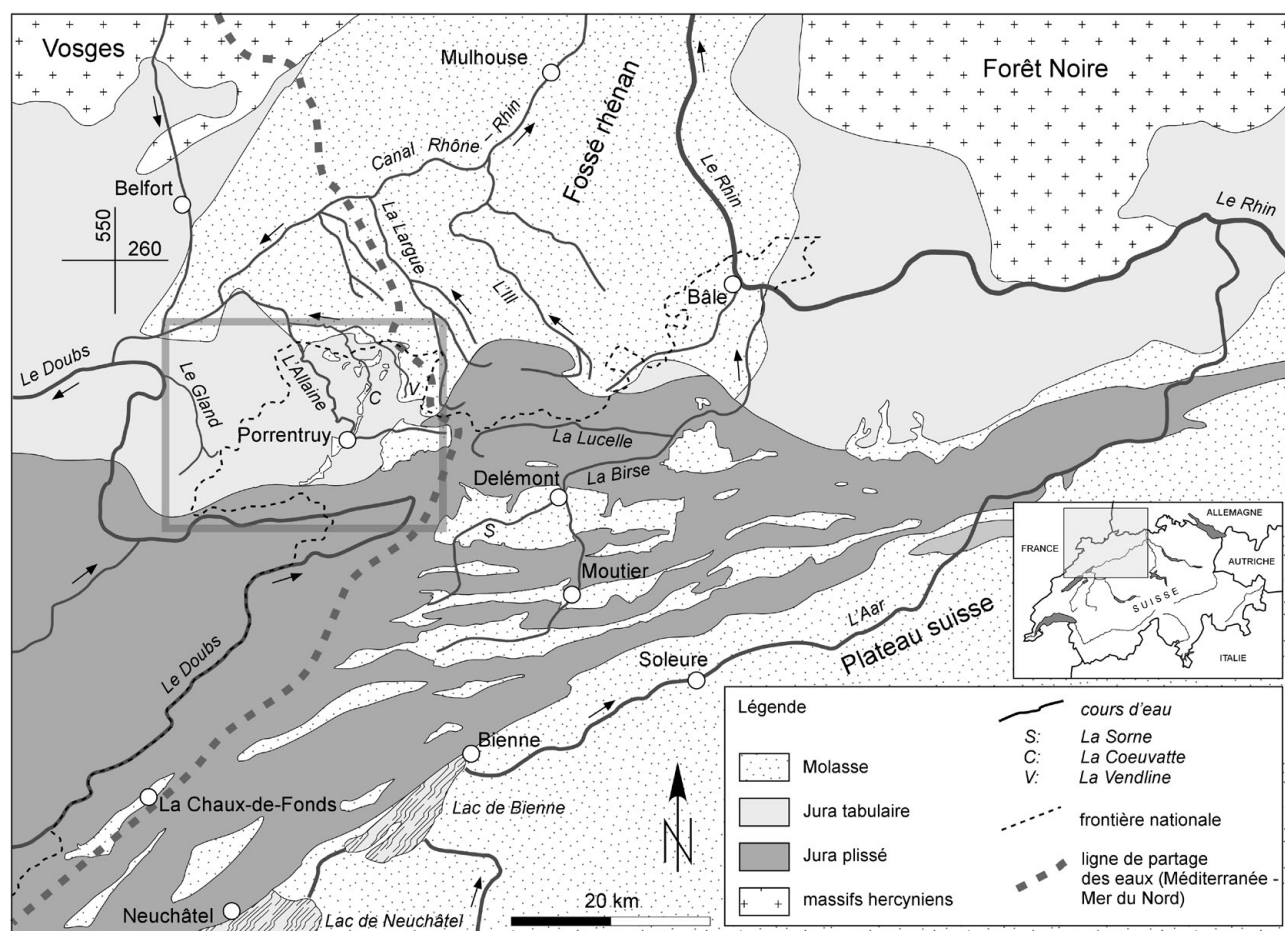


Fig. 1.4 Cadre géographique et structural du Jura septentrional, situant le Jura tabulaire d'Ajoie (encadré, voir Fig. 2.3) délimité par le Jura plissé au S et à l'E et par le Fossé rhénan au N. Remarque: en dehors de l'Ajoie, seuls les cours d'eau principaux sont représentés.

Mais, comme cela a été constaté lors de l'élaboration de ce travail et des échanges scientifiques qui en ont découlé, l'acceptation de certains termes peut passablement varier selon les systèmes de classification, selon les pays, voire selon les disciplines des sciences de la terre dans lesquels ils sont utilisés. Sans vouloir entrer dans les détails, il nous paraît utile de préciser le sens accordé dans ce travail à certains termes:

- Vallée sèche: toute dépression plus longue que large, suffisamment incisée pour être visible sur la carte topographique au 1:25'000, longue d'au moins 300 m et dépourvue d'écoulement superficiel.

- Ruz: vallon ou échancrure d'érosion taillée dans le flanc d'un mont, perpendiculairement à l'axe anticlinal. Si, du point de vue strictement morphologique, le ruz est une forme apparentée à la demi-cluse, il n'en est rien du point de vue génétique: la cluse ne résulte en effet pas de la réunion, par érosion régressive, de

deux ruz situés symétriquement de part et d'autre d'un anticlinal (MONBARON 1975).

- Micro-fracture: toute fracture visible à l'affleurement (échelle métrique à décimétrique) avec (faille) ou sans (diacalse) déplacement relatif des parties séparées.

- Macro-fracture: faille kilométrique reportée sur carte géologique (mais généralement peu ou pas visible à l'échelle de l'affleurement).

- Silt: sédiment détritique meuble dont les grains sont compris entre 2 et 63 microns (ce terme correspond à l'acceptation française du terme limon, laquelle ne sera pas utilisée dans ce travail).

- Loess: dépôt sédimentaire détritique meuble, continental et transporté par le vent, constitué pour l'essentiel de particules de la classe des silts. Un loess est un silt éolien.

- Limon: sédiment fin de granulométrie mixte, constitué d'un mélange d'argile, de silt et de sable. Dans cette acceptation, un limon idéal est constitué pour un tiers d'argiles, un tiers de silts et un tiers de sables. Un limon peut être silteux (prédominance de la fraction silteuse), sableux (prédominance de la fraction sableuse) ou encore argileux (prédominance de la fraction argileuse). Utilisé seul, le terme limon ne préjuge en rien de la genèse du dépôt. En revanche, on qualifiera par exemple de "limon loessique" un sédiment fin dominé par la fraction silteuse, dont l'origine éolienne est attestée, mais qui contient également une certaine proportion d'argile et de sable.

- Terra fusca: sédiment de texture argilo-silteuse de couleur brune à brun-ocre, constitué d'argiles de décarbonatation provenant du substratum calcaire enrichies en silts importés par ruissellement ou déflation. Il s'agit donc d'un mélange et non pas uniquement d'argiles de décarbonatation.

1.5 GÉOLOGIE VS GÉOMORPHOLOGIE ?

Dans les monographies géologiques, les vallées sèches sont le plus souvent reléguées à de simples mentions sans que la question de leur origine ne soit véritablement discutée. Il faut dès lors se tourner du côté des géomorphologues pour trouver des études

morphogénétiques sur ce sujet. Cette situation, évidente au premier regard, est toutefois paradoxale puisque géologues et géomorphologues sont aussi bien armés pour traiter la question. Mais, c'est évident, l'angle sous lequel ils l'étudient modifie profondément les résultats obtenus. Alors que le géologue part "d'en bas", en s'attachant d'abord à la stratigraphie, puis à la tectonique et finalement – quand c'est le cas – aux formes du relief, le géomorphologue part "d'en haut" et n'accorde au substrat qu'une attention limitée par rapport aux paysages qui s'y sont formés. En outre, l'étude des formations superficielles se trouve bien trop souvent sacrifiée sur l'autel de l'"entre-deux": trop jeunes et bien enquinquantes pour le premier, qui a tendance à n'en dire que le strict minimum et à en confier l'étude détaillée au second, elles sont souvent délaissées par celui-ci qui, ne disposant généralement pas des outils adéquats, se contente du peu fourni par celui-là !

Ce travail se veut dès lors original dans la mesure où il cherche à casser le clivage malheureux et récurrent entre géologie et géomorphologie pour se centrer sur les vallées sèches en étudiant tout à la fois leur substrat, leur remplissage et leur morphologie. D'autres disciplines y sont également associées telles que l'archéologie, la pédologie ou la micromorphologie, ceci dans une démarche holistique qui cherche à obtenir une vision synthétique de la formation des vallées sèches ajoutées et du Quaternaire local.

2 - GÉOMORPHOLOGIE

Après une rapide présentation du relief actuel et de l'hydrographie de l'Ajoie, ce chapitre fera la part belle au bâti géologique: stratigraphie et tectonique y seront traités dans le détail. L'attention se portera ensuite sur l'étude descriptive des vallées sèches si typiques du paysage ajoulot. Les autres éléments géomorphologiques rencontrés seront finalement systématiquement passés en revue, afin d'obtenir une image complète des formes du relief en Ajoie.

2.1 RELIEF ACTUEL ET HYDROGRAPHIE

L'Ajoie se caractérise par un relief peu marqué constitué essentiellement de plateaux et de collines ne dépassant pas 630 m d'altitude (Fig. 2.1, 2.2 et Planche 1). Cette région est délimitée au S par les premiers reliefs du Jura plissé qui atteignent 900 m (Point de vue de Roche-d'Or: 926 m; Mont Terri: 804 m). A l'W le plateau de Bure (500-630 m d'altitude) domine une zone légèrement déprimée (400-500 m d'altitude) qui est toutefois parsemée de collines allongées (450-550 m d'altitude) correspondant à des anticlinaux (Chap. 2.2.1).

Quatre rivières ont entaillé des vallées à fond plat dans les assises jurassiques. Il s'agit, d'W en E, du Gland (sur territoire français), de l'Allaine, de la Coeuvatte et de la Vendline, qui toutes appartiennent au bassin versant du Rhône. On trouvera chez GRETILLAT (1998) une étude détaillée des caractéristiques hydrologiques du bassin versant de l'Allaine, ainsi qu'une contribution à l'hydrologie de l'Ajoie chez SCHWEIZER (1970).

La principale rivière pérenne de l'Ajoie est l'Allaine. Elle prend sa source au-dessus de Charmoille, trois kilomètres à l'ESE de Miécourt, à l'altitude de

550 m. A la hauteur de Porrentruy, elle coule à 422 m et à 370 m seulement à Boncourt, point le plus bas d'Ajoie. La différence d'altitude entre le sommet des plateaux incisés et le fond de la vallée est relativement faible, de l'ordre de 50 à 150 m. A ce stade de la lecture du paysage, il est d'ores et déjà intéressant de noter que l'Allaine recoupe la terminaison orientale du plateau de Bure, plutôt que de rejoindre la Coeuvatte, en amont de Porrentruy.

La Vendline et la Coeuvatte, de direction SSE-NNW, ont creusé deux petites vallées parallèles à l'Allaine entre Porrentruy et Boncourt. Ces deux rivières sont marquées, à l'amont, par une entaille d'érosion disproportionnée par rapport à leur faible débit actuel. Ces vallées perchées sont sèches et interprétées comme des paléocluses de l'Allaine (Chap. 6).

Sur territoire français, le Jura tabulaire est entaillé par une rivière importante, le Gland, au réseau dendritique et qui s'écoule en direction d'Audincourt. Au S, le Doubs entaille profondément les assises du Jura plissé. A la latitude de Porrentruy, son niveau est à 420 m, soit presque identique au niveau de l'Allaine à Porrentruy (422 m).

Tous les autres sillons qui apparaissent sur la carte en relief de l'Ajoie sont des vallées sèches. Particulièrement visibles sont celles qui entaillent, selon une direction N-S, le versant du Jura plissé entre Rocourt et Courtemaury. Un autre groupe de vallées subméridiennes très bien marquées – sèches pour la plupart – est présent au SW de Delle. Toute une série de vallées sèches orientées SW-NE se raccordent à l'Allaine, entre Porrentruy et Boncourt. Finalement la vallée sèche principale de la Haute-Ajoie court de Grandfontaine à Porrentruy. Au SW, on y trouve le bassin fermé de Damvant-Réclère.

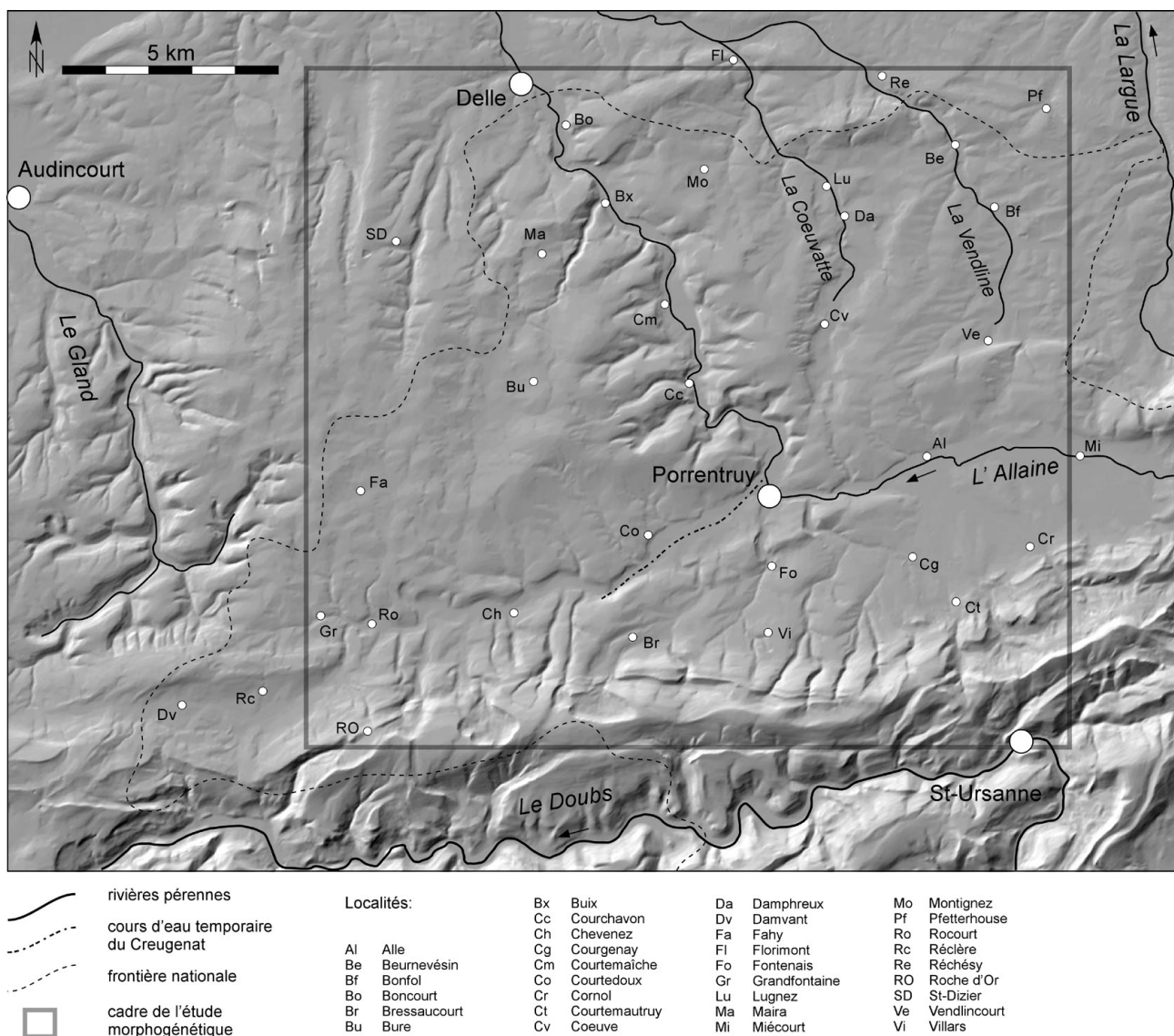


Fig. 2.1 Carte en relief de l'Ajoie. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

A noter qu'au sens strict, la Haute-Ajoie regroupe les villages de Damvant, Réclère, Grandfontaine, Fahy, Rocourt, Roche-d'Or et Chevenez, ainsi que, pour certains, Bure et Courtedoux. Dans ce travail, on désignera par "vallée sèche de la Haute-Ajoie" toute la vallée de Rocourt jusqu'à Porrentruy, où elle débouche sur la vallée drainée de l'Allaine.

2.2 STRUCTURE GÉOLOGIQUE

Si l'aspect tabulaire des terrains qui constituent le substrat ajolot laisse préfigurer une stratigraphie et une tectonique simples, il faut bien vite se raviser ! En effet, les formations lithostratigraphiques y sont

nombreuses et les différentes phases tectoniques ont imprégné le substrat d'un réseau de fractures bien complexe à démêler.

2.2.1 Tectonique

La partie méridionale du plateau ajolot est chevauchée par la chaîne du Mont Terri (à l'E) et du Lomont (à l'W) alors que les assises jurassiques s'enfoncent vers le N sous les dépôts tertiaires du Sundgau et du golfe de Montbéliard. La carte tectonique de l'Ajoie (Fig. 2.3) a été élaborée à partir des esquisses tectoniques des feuilles St-Ursanne (DIEBOLD et al. 1963) et Bonfol (LINIGER 1969) de l'atlas géologique suisse au 1:25'000, ainsi que de la feuille française

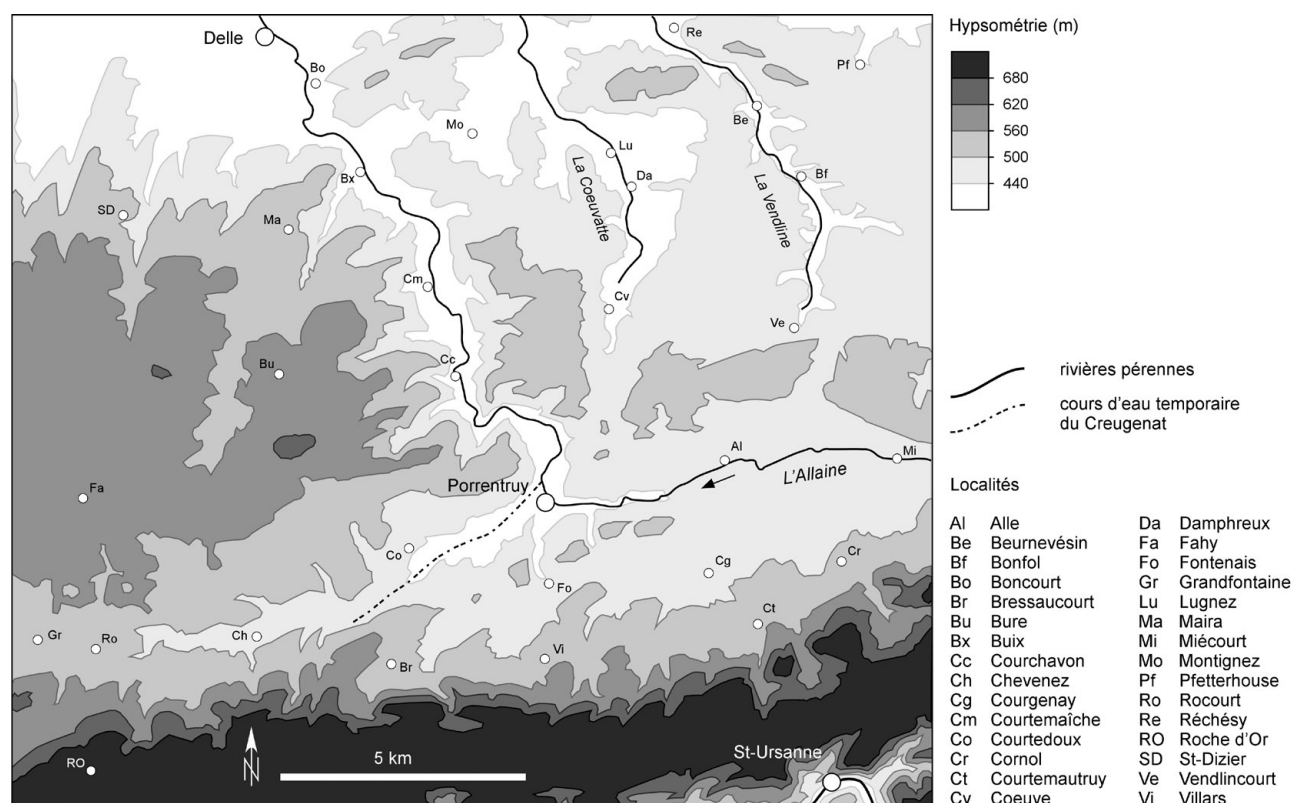


Fig. 2.2 Carte hypsométrique de l'Ajoie.

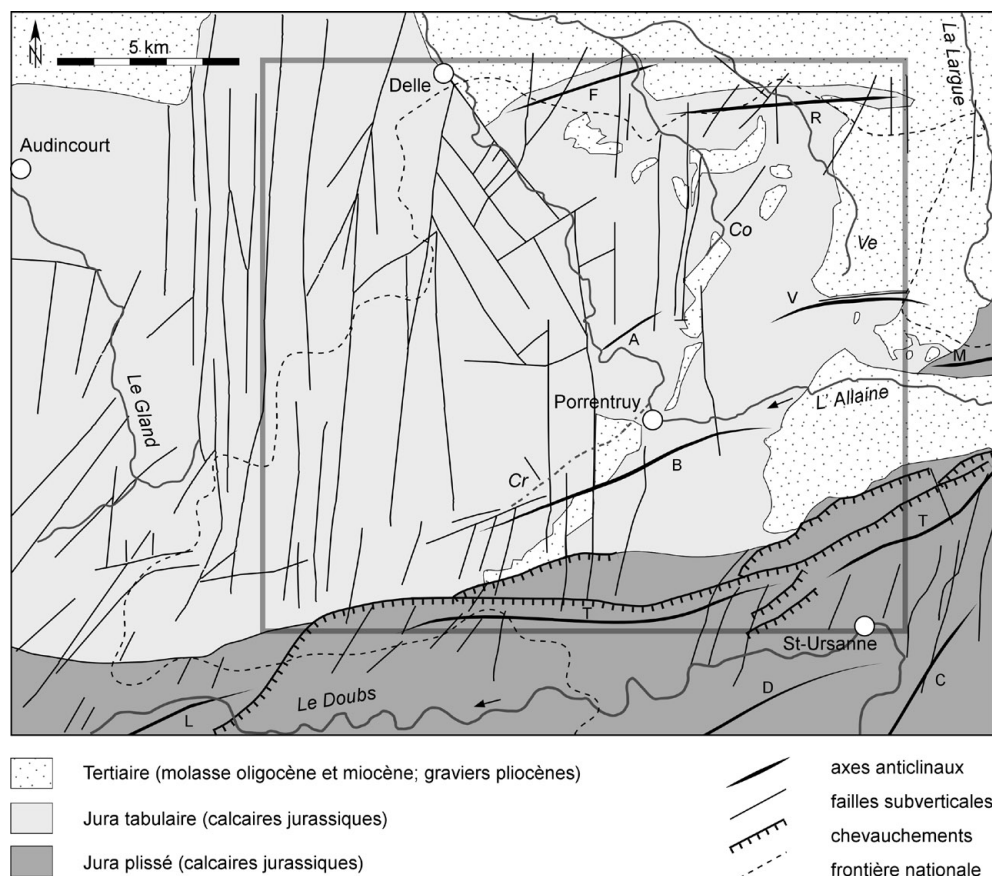


Fig. 2.3 Carte tectonique de l'Ajoie (compilation d'après CHAUVÉ et al. 1985; DIEBOLD et al. 1963; LINIGER 1969). Encadré: limite d'étude morphogénétique. Cours d'eau: Co: La Coeuvalte, Ve: La Vendline, Cr: cours d'eau temporaire du Creugenat. Anticlinaux: F: Florimont, R: Réchésy, V: Vendlincourt, M: Morimont, A: Pont d'Able, B: Banné, T: Mont Terri, D: Clos du Doubs, C: Caquerelle, L: Lomont.

Delle (CHAUVE et al. 1985) au 1:50'000. Elle montre que des plis se sont tout de même développés dans la partie S (anticlinal du Banné) et NE (anticlinaux de Vendlincourt, Réchésy et Florimont) du Jura tabulaire d'Ajoie. De faible amplitude, ces structures sont localement recouvertes de dépôts cénozoïques, ce qui permet de dater leur formation.

La partie centrale et occidentale de l'Ajoie est en revanche marquée par une tectonique cassante, ainsi que le laissent apparaître les nombreuses failles sub-verticales qui découpent le plateau de Bure, situé à l'W de Porrentruy. Celles-ci forment trois familles principales notées FI à FIII. Les accidents subméridiens (F I: $N005^\circ \pm 5$) sont les plus nombreux, suivis à parts à peu près égales des familles de failles NW-SE (F II: $N145^\circ \pm 5$) et NE-SW (F III: $N050^\circ \pm 10$).

Les coupes sériées E-W (D, E, F) de la figure 2.4 montrent que les accidents subméridiens dessinent une succession de horsts et grabens allongés. Pris dans son ensemble, le plateau de Bure peut être considéré comme un horst qui s'ennoie latéralement à l'E et à l'W sous la couverture mésozoïque par l'intermédiaire de gradins de failles progressifs. Coupé du N au S (coupes A, B, C), le plateau de Bure apparaît comme un vaste bombement anticlinal délimité au N par des flexures (plis en genoux de Réchésy et Florimont, voir coupe A) ou des failles normales et, au S, par une dépression synclinale. Très marquée au niveau de Porrentruy où les couches imperméables de la Formation de Bärschwil se situent à leur point le plus bas, cette cuvette orientée WSW-ENE se prolonge en direction de la vallée sèche de la Haute-Ajoie ainsi que vers Miécourt. Vers le S apparaît l'anticlinal du Banné, parfois légèrement chevauchant, auquel fait suite le Jura plissé par l'intermédiaire d'un chevauchement majeur.

2.2.2 Stratigraphie

La richesse des informations stratigraphiques à disposition n'en facilite pas la synthèse, loin s'en faut ! Il y a pour commencer les deux feuilles de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000 qui recouvrent l'Ajoie et dont le découpage stratigraphique ne coïncide pas parfaitement (DIEBOLD et al. 1963, feuille St-Ursanne; LINIGER 1969, feuille Bonfol). A cela s'ajoute la feuille française Delle au 1:50'000 (CHAUVE 1985) qui couvre la partie occidentale de l'Ajoie mais ne reprend que partiellement les unités stratigraphiques utilisées par les auteurs suisses. Qu'à cela ne tienne ! GRETILLAT (1998) propose un tableau synthétique fort utile dans

la notice explicative de sa carte hydrogéologique de l'Ajoie. L'arrivée de la Transjurane et des travaux de prospection géologique ne débouchera toutefois pas sur un consensus et les deux échelles ("suisse" et "française") sont toutes deux utilisées par les bureaux privés jusqu'à aujourd'hui....

Mais pendant ce temps, les "stratigraphes" élaborent leur propre échelle qui aboutit au découpage proposé par GYGI (1995), actuellement le plus utilisé et reconnu parmi la communauté des sédimentologues jurassiens (pour combien de temps encore ? !). Bref, cela paraît fort complexe et c'est sans compter l'échelle stratigraphique des dépôts cénozoïques, lesquels ont fort heureusement été tout récemment recensés et hiérarchisés en groupes et formations lithostratigraphiques par PICOT (2002) et BECKER (2003) et dont la rapide description ci-dessous s'inspire largement.

Le découpage stratigraphique proposé dans ce travail (Fig. 2.5) tient compte des travaux les plus récents, à savoir les trois derniers cités ci-dessus, tout en mentionnant en italique certaines appellations locales ou désuètes par souci de clarté. Seuls les terrains présents à l'affleurement seront abordés, soit du Jurassique supérieur au Quaternaire.

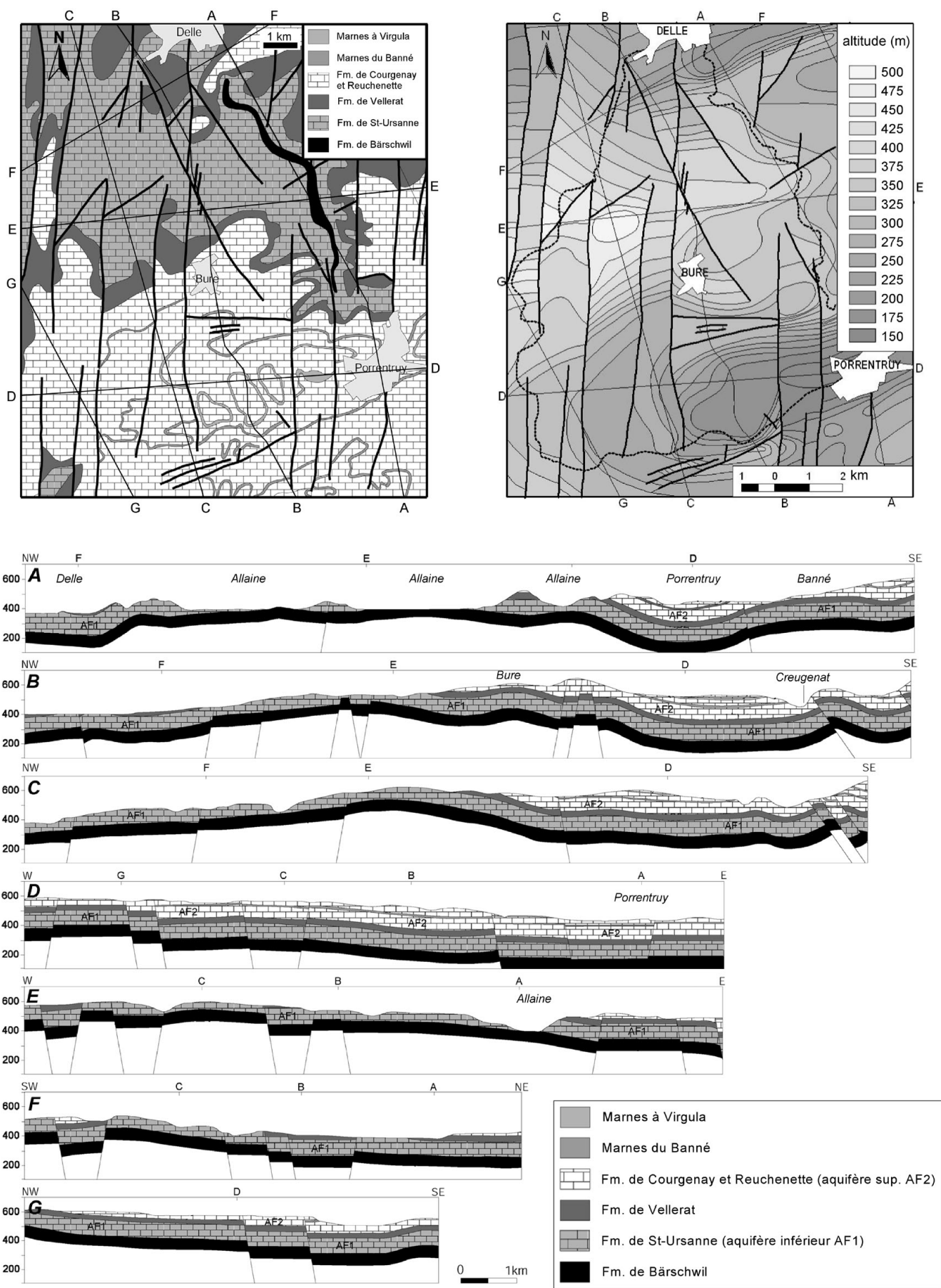
2.2.2.1 Mésozoïque et hydrogéologie

Les quelques 380 m d'assises du Jurassique supérieur se laissent aisément subdiviser en quatre grands intervalles sur la base de leur lithologie, tantôt calcaire, tantôt argileuse.

- A la base, les argiles et marnes argileuses de la **Formation de Bärschwil** constituent un aquiclude régional à l'échelle du plateau de Bure. Elles n'affleurent que localement, dans la vallée de l'Allaine aux environs de Bux ainsi qu'à l'W de St-Dizier, sur territoire français. Ces argiles déterminent le niveau de base des écoulements souterrains en Ajoie (GRETILLAT 1998; KOVÁCS & JEANNIN 2003).

- Les calcaires crayeux de la **Formation de St-Ursanne** et, dans une moindre mesure, les Couches du Vorburg de la Formation sus-jacente forment une barre

Fig. 2.4 Structure de l'Ajoie entre Porrentruy et Delle. En haut à gauche, carte des formations mésozoïques et tracés des coupes; à droite, isohypses du toit de l'aquiclude régional (couches de Liesberg, sommet de la formation de Bärschwil); en bas, coupes tectoniques A-G, exagération verticale: x 2.5 (modifié d'après KOVÁCS & JEANNIN 2003).



calcaire d'environ 70 m qui constitue l'aquifère inférieur de la région. Ils affleurent dans la partie N de l'Ajoie.

- L'intervalle marneux de la **Formation de Vellerat** fonctionne comme aquiclude, mais à une échelle locale uniquement en raison des failles dont les rejets mettent localement en contact les aquifères inférieurs et supérieurs, comme démontré par des essais de traçage hydrogéologiques (KOVÁCS & JEANNIN 2003).

- Le sommet des dépôts jurassiques présents dans la région forme une série assez monotone de bancs calcaires principalement micritiques, entrecoupés par deux intervalles marneux peu épais: les marnes du Banné (anciennement "*marnes à Ptérocères*" du nom du gastéropode à épines proéminentes caractéristique de ce niveau et dont le nom actuel est *Harpagodes oceani*) et les marnes à Virgula. Ces deux niveaux incompetents peuvent localement jouer le rôle d'aquiclude et dessinent de petites cuestas sur les pentes. Considérés dans leur ensemble, les calcaires des **Formations de Reuchenette et de Courgenay** forment l'aquifère supérieur ajoulot, lequel est présent dans le S du plateau de Bure jusqu'au Jura plissé.

2.2.2.2 Cénozoïque

Après la grande lacune du Crétacé (Fig. 2.6), caractéristique du Jura septentrional au N de Bienne, les premiers dépôts cénozoïques se rencontrent sous forme de **remplissages karstiques** d'âge éocène moyen à supérieur (HOOKER & WEIDMANN 2000). Représentés schématiquement dans les calcaires sommitaux du Kimméridgien supérieur sur la figure 2.5, ces paléokarsts colmatés ont également été creusés dans les assises calcaires inférieures de l'Oxfordien et du Kimméridgien inférieur. En Ajoie, le **Sidérolithique** est cependant peu présent. Seules quelques poches sont mentionnées à Cornol ainsi qu'à Pfetterhouse en France (CHAUVE 1985). Sur le plateau de Bure, aucun gisement n'était connu avant la mise au jour du karst de Fahy, colmaté par des sables siliceux vitrifiables (Chap. 6.1.5.4).

Les **Conglomérats de Porrentruy** (groupe des **Gompholithes & Conglomérats** PICOT 2002) matérialisent le retour à des conditions de dépôt – plutôt que d'érosion et de karstification – et ce dès la base du Rupélien. C'est en effet à l'Oligocène que s'ouvre le Fossé rhénan, extension tectonique qui crée en Ajoie de petits bassins subsidents le long de failles normales subméridiennes, bassins dans lesquels vont se déposer les Conglomérats de Porrentruy, tantôt sous forme

de remplissage de canyons creusés dans les calcaires jurassiques, tantôt en accumulations deltaïques dans un milieu côtier situé à la limite des domaines continental et marin (PICOT 2002). Ces conditions de dépôt expliquent la variation d'épaisseur de la formation qui peut atteindre 40 m. Elle repose de façon discordante sur les calcaires de la Formation de Reuchenette ou de Courgenay. Sa répartition géographique forme un couloir orienté SSW-ENE, de Bressaucourt vers Réchésy, qui s'ouvre en direction du N vers le Fossé rhénan. D'un point de vue lithologique, cette formation est essentiellement constituée de bancs conglomératiques dont les éléments sont des graviers, cailloux et exceptionnellement des blocs allant jusqu'à un mètre de diamètre. Arrondis et constitués de calcaires jurassiques locaux, ils sont emballés dans une matrice marno-calcaire bien indurée qui leur confère une bonne résistance et qui a permis localement le développement de galeries karstiques (BECKER & LAPAIRE 2004; LAPAIRE et al. à paraître; Chap. 6.1.5.5). Des passées marno-calcaires et franchement marneuses contenant de rares graviers calcaires arrondis sont également présentes.

Les **Septarienton**, des marnes et argiles gris-bleu déposées en milieu marin, pourraient constituer le faciès distal des Conglomérats de Porrentruy qu'elles finissent par recouvrir au Rupélien supérieur à la faveur d'une transgression de la mer rhénane (UMM rhénane).

La **Molasse alsacienne** est représentée par des marnes et argiles brunes micacées déposées au Chattien supérieur. Généralement saumâtre à la base et continentale au sommet, elle est présente en Ajoie à l'E de Courgenay.

La **Vogesenschüttung**, terme introduit par KÄLIN en 1993, désigne le vaste éventail fluviatile en provenance des Vosges et de la Forêt-Noire qui alimente au Miocène l'Ajoie et une partie du futur synclinal de Delémont. Ces dépôts comprennent les "*Vogesensande*", "*Hipparionsande*" et "*Vogesenschotter*" datés du "Pontien" par les anciens auteurs. Formellement appelée Formation du Bois de Raube en 1997 par le même KÄLIN, elle se subdivise en trois membres diachrones dont le plus récent, présent uniquement en Ajoie (membre d'Ajoie ou Vogesenschüttung de l'Ajoie), est daté de la zone à mammifères MN 9, correspondant à la base du Tortonien, soit entre 11 et 9.8 Ma si l'on se réfère à l'échelle de FEJFAR et al. (1998). Ces dépôts fluviatiles rattachés à l'OSM (Obere Süßwassermolasse) représentent la plus jeune molasse de Suisse ! Leur datation permet de préciser l'âge maximal du plisse-

ment jurassien dans la mesure où ils constituent les plus jeunes sédiments affectés par le plissement. Les **Sables et graviers vosgiens** – terme qui sera désormais utilisé pour désigner la *Vogesenschüttung* d'Ajoie – sont constitués principalement de sables, de marnes et même de passées argileuses dans lesquels s'intercalent des dépôts de graviers. Les éléments, arrondis, sont presque exclusivement siliceux (quartzites, porphyres, grès du Buntsandstein) et peuvent mesurer exceptionnellement 50 cm de diamètre (LINIGER 1970). Atteignant une cinquantaine de mètres d'épaisseur, ils affleurent dans le NE de l'Ajoie, entre Bonfol et Charmoille. Plus à l'W, leur dépôt est attesté par la présence de *Höhenschotter* (LINIGER 1925, 1963, 1964), terme qui désigne des éléments siliceux – principalement des quartzites – généralement isolés, emballés dans une matrice argileuse décarbonatée, et qui sont les reliques altérées des graviers vosgiens. De tels éléments sont présents sur la bordure orientale et septentrionale du plateau de Bure (ERZINGER 1943; DIEBOLD et al. 1963) (Chap. 6.1.1.4).

"Coincés" entre les derniers dépôts molassiques miocènes et les premiers sédiments d'âge quaternaire, on trouve les **Sundgauschoetter (Graviers du Sundgau)** pliocènes que l'on ne sait pas trop dans quel " tiroir " ranger ! De toute évidence trop vieux pour en faire des graviers quaternaires, ils sont également trop jeunes pour être rattachés à la Molasse. Ils représentent en fait une période de capture de la paléo-Aar par le Doubs. Durant cette période, la paléo-Aar empruntait la région du Sundgau au S des massifs des Vosges et de la Forêt-Noire pour aller rejoindre le Fossé de la Bresse à l'W. Elle a déposé en Ajoie des alluvions constituées de matériel alpin, à savoir principalement des radiolarites, des calcaires des nappes helvétiques et des flyschs, ainsi que des quartzites en provenance des nappes austro-alpines. Les galets provenant de la Forêt-Noire ou des Vosges sont rares (LINIGER 1970). Située entre 3.2 et 2.6 Ma selon PETIT et al. (1996), cette période de capture doit être ramenée à 4.2-2.9 Ma si l'on se réfère à la révision de la biochronologie des rongeurs du Néogène (FEJFAR et al. 1998). Suite à un "uplift" du Sundgau et à une subsidence du S du Fossé rhénan au début du Quaternaire, la paléo-Aar change de direction et se dirige vers la Mer du Nord via le Fossé rhénan (SCHUMACHER 2002). De couloir naturel entre les bassins versants de la Mer du Nord et de la Méditerranée, le Sundgau devient ligne de partage des eaux ! Epais d'une vingtaine de mètres au maximum, les épandages de graviers pliocènes se subdivisent en *Mischschotter* à la base, surmontés par les *Sundgauschoetter*. Les *Mischschotter* sont constitués d'un mélange d'éléments provenant des Sables et gra-

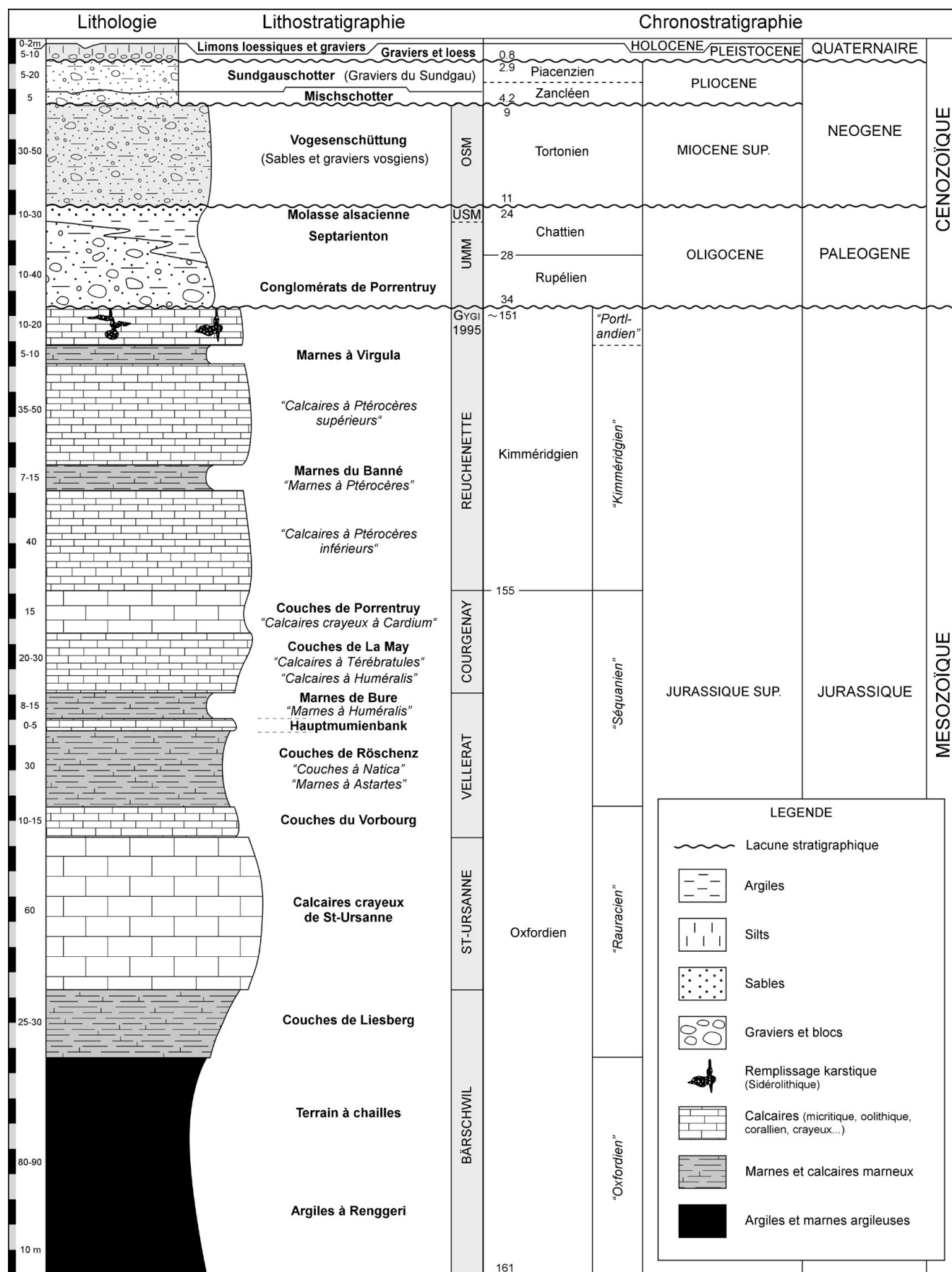
viers vosgiens miocènes, remaniés et incorporés aux *Sundgauschoetter* lors de leur mise en place au Pliocène. Ils affleurent sur la frange méridionale de l'aire de sédimentation des *Sundgauschoetter*, soit entre Boncourt et Beurnevésin dans le NE de l'Ajoie.

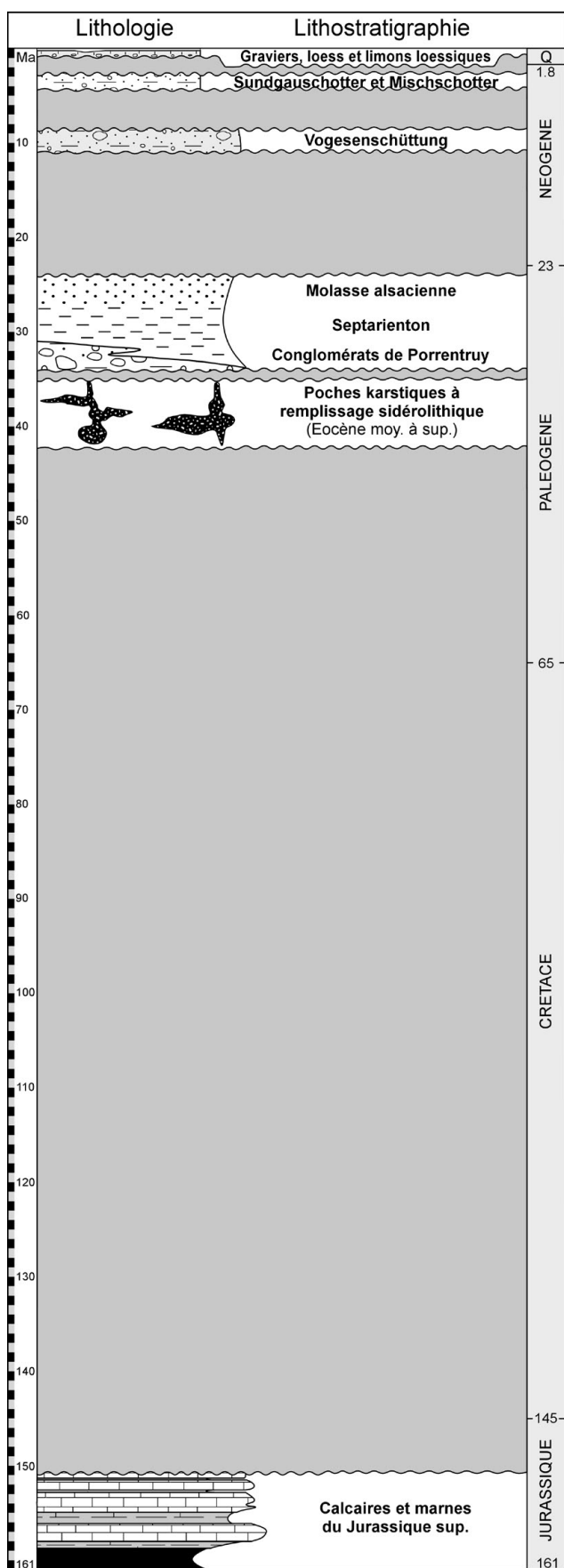
La colonne stratigraphique (Fig. 2.5) a fait l'impasse sur certains dépôts cénozoïques très peu présents et mal définis qui sont rapidement énumérés ci-dessous : de la base au sommet, il s'agit des formations appartenant au groupe lithostratigraphique des Merressand & Calcaires marins (PICOT 2002), de la Calcarénite d'Oltingue (LINIGER 1970) et de la Weisse Serie actuellement plus connue sous le nom d'Argiles de Bonfol. Ces dernières pourraient constituer le terme final des *Sundgauschoetter*, ou peut-être une variation latérale de ces mêmes graviers. Ces sables et argiles blanchis proviendraient du démantèlement et de l'altération de massifs triasiques des Vosges ou de la Forêt-Noire (LINIGER 1970). La question de leur origine, de leur genèse et de leur âge n'est cependant pour l'heure toujours pas clairement établie.

D'un point de vue général, les dépôts molassiques et "post-molassiques" constituent des niveaux peu perméables à imperméables, même si certains intervalles sablo-graveleux peuvent fonctionner comme aquifères locaux. Leurs produits d'altération – des altérites argileuses d'âge quaternaire – sont en outre particulièrement imperméables.

2.2.2.3 Quaternaire

Généralement inférieurs à 10 m, les dépôts quaternaires ne jouent pas de rôle géomorphologique marqué. On les rencontre le plus souvent en comblement de fonds de vallées ou de dépressions karstiques, mais ils peuvent localement tapisser les reliefs tabulaires. Les vallées sèches situées en position géomorphologique basse sont le plus souvent colmatées par des graviers fluviaux pléistocènes auxquels succèdent des loess souvent préservés en pied de pente uniquement ou dans des remplissages de dolines (Chap. 7). Déposées au Pléistocène supérieur, les séquences loessiques sont fortement altérées et le plus souvent décarbonatées ("Lösslehm" des auteurs allemands). Erodés sur les plateaux, en transit sur les pentes et redistribués par les cours d'eau en fond de vallées, ces loess remaniés durant l'Holocène forment un fin placage de limons loessiques généralement inférieur à 2 m d'épaisseur. Des lentilles de graviers s'y intercalent au débouché des résurgences karstiques temporaires alors que les vallées drainées sont tapissées de nappes de graviers holocènes.





2.2.3 Domaines morphostructuraux

La combinaison des éléments discutés ci-dessus conduit à un découpage de la région d'étude en quatre domaines morphostructuraux (Fig. 2.7):

1) Le plateau de Bure, qui correspond à un horst. Il est délimité à l'E non pas par l'Allaine mais par des accidents subméridiens situés environ trois kilomètres plus loin. Sa limite N correspond à l'apparition des graviers pliocènes qui recouvrent le Sundgau et le golfe de Montbéliard. La vallée sèche de la Haute-Ajoie forme sa bordure méridionale de Porrentruy à Grandfontaine, relayée plus à l'W par la dépression fermée de Damvant-Réclère.

2) La zone bordière, qui marque la transition entre le plateau de Bure, les bassins tertiaires au N et le Jura plissé au S. Elle est caractérisée par des anticlinaux de faible amplitude, disposés en échelons. Des lambeaux de molasse oligocène et miocène y sont présents au S, particulièrement dans le bassin de Courgenay, lequel est rattaché toutefois à la zone bordière en raison de sa petite taille. Des graviers pliocènes s'y sont déposés dans sa partie septentrionale.

3) Les bassins tertiaires, qui constituent la bordure méridionale du Fossé rhénan. Ils sont remplis de molasse oligocène et miocène et recouverts de graviers pliocènes de la paléo-Aar.

4) Le Jura plissé, délimité par les chevauchements frontaux du Mont Terri et les plis marqués du Lomont à l'W. A noter l'anticlinal du Morimont, tout à l'E, rattaché au Jura plissé.

Fig. 2.5 (page de gauche) Colonne stratigraphique des principales formations affleurantes en Ajoie, épaisseurs respectées. Pour le Mésozoïque, les formations (en majuscules) et les membres (en gras) sont tirées de GYGI (1995) avec correspondance des termes anciens (en italique). Aux formations des dépôts molassiques correspondent les groupes lithostratigraphiques définis pour la Molasse du Plateau.

Fig. 2.6 (ci-contre) Tableau stratigraphique des principales formations affleurantes en Ajoie, respectant l'âge et pas l'épaisseur des sédiments et mettant en évidence l'importance des lacunes stratigraphiques (en gris); légende, voir Fig. 2.5.

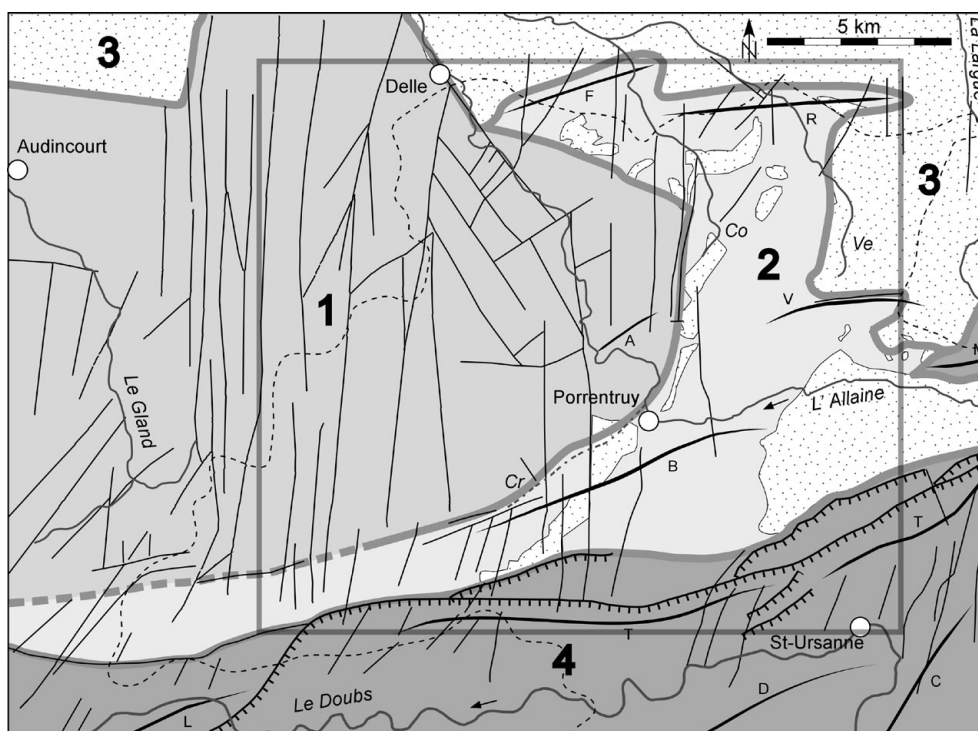


Fig. 2.7 Subdivision du Jura tabulaire d'Ajoie en deux domaines morphostructuraux: 1: plateau de Bure (horst), 2: zone bordière (anticlinaux peu marqués); 3 et 4 correspondent respectivement aux bassins tertiaires (bordure méridionale du Fossé rhénan) et au Jura plissé. En encadré: limite d'étude morphogénétique; abrégations et symboles, voir Fig. 2.3.

2.3 LES VALLÉES SÈCHES

Les vallées sèches constituent les éléments géomorphologiques dominants et caractéristiques du paysage ajolot, raison pour laquelle elles seront traitées dans le détail ci-dessous.

2.3.1 Définition

Adoptons la définition d'AUBERT (1969) qui a le mérite de rester strictement descriptive: les vallées sèches comprennent "toutes les dépressions longues, étroites et sans écoulement superficiel". Il en distingue trois types:

1) Les vallées sèches liées à la tectonique (parallèles aux structures): dépressions synclinales et combes anticlinales.

2) Les vallées desséchées ou mortes (perpendiculaires aux structures): ruz, cluses ou chenaux de versants, asséchés en permanence ou temporairement par l'aménagement d'une circulation souterraine, souvent marquées à l'amont d'une perte ou d'une doline.

3) Les combes karstiques: des dépressions sèches dont l'origine n'est pas évidente.

Hormis les combes anticlinales du Jura plissé, les deux cluses sèches situées en amont de la Coeuvalte et de la Vendline, ainsi que certains sillons qui entaillent le Jura plissé et le S de la zone bordière, et que l'on peut rattacher à des vallées desséchées, la plupart des vallées sèches rencontrées en Ajoie se rapportent au groupe des combes karstiques.

D'un point de vue pratique, la délimitation précise des vallées sèches pose cependant des problèmes si l'on se fie à la définition générale d'Aubert, comme mentionné d'ailleurs dans l'étude de GRANDGIRARD & BOYER (1992), dont une partie concerne l'inventaire et la délimitation des vallées sèches d'Ajoie. A partir de quelle dimension une dépression allongée peut-elle être considérée comme une vallée sèche ? Les petites entailles qui se marquent latéralement ou à l'amont des vallées sèches principales sont-elles également des vallées sèches ? Comment tracer les bords des dépressions très évasées, certes plus longues que larges ? Et que faire des vallées "presque sèches", c'est-à-dire des vallées où un cours d'eau éphémère peut localement surgir lors de phases de crues karstiques ?

Dans ce travail – axé davantage sur la morphogénèse que sur la cartographie, l'inventaire ou encore la valeur paysagère des vallées sèches – les critères suivants ont été retenus:

- Toute dépression plus longue que large, suffisamment incisée pour être visible sur la carte topographique au 1:25'000, longue d'au moins 300 m et sans écoulement superficiel est considérée comme une vallée sèche.

- Seuls les tronçons droits des vallées sont cartographiés; la question de la délimitation précise de la surface des vallées ne se pose par conséquent pas et ne sera pas traitée. Par tronçon droit de vallée sèche, on entend une portion de vallée dont l'axe est rectiligne sur une certaine distance. La longueur minimale du tronçon droit a été fixée à 300 m.

- L'aspect de l'écoulement superficiel temporaire au fond de certaines vallées ne sera pas non plus discuté dans le détail. En l'absence de critères aisément définissables – tels que débit, fréquence ou encore durée des écoulements – c'est la carte nationale au 1:25'000

(mise à jour 1994) qui fait foi: la présence d'un cours d'eau, en bleu, implique que la vallée est drainée. Son absence en fait une vallée sèche !

2.3.2 Cartographie

Comme mentionné auparavant, seuls les tronçons droits des vallées sèches ont été cartographiés et non pas toute leur surface. Ceci dans un souci de meilleure lisibilité graphique d'une part, mais également dans le but de pouvoir tester l'hypothèse qui paraît satisfaire au mieux la formation des vallées sèches, à savoir leur lien avec le réseau de fractures (Chap. 3.1). Par ailleurs, la cartographie se limite à une surface rectangulaire de 288 km² (voir encadré, Fig. 2.1).

Le report des tronçons droits des vallées sèches (Fig. 2.8) a été réalisé avec le système d'information

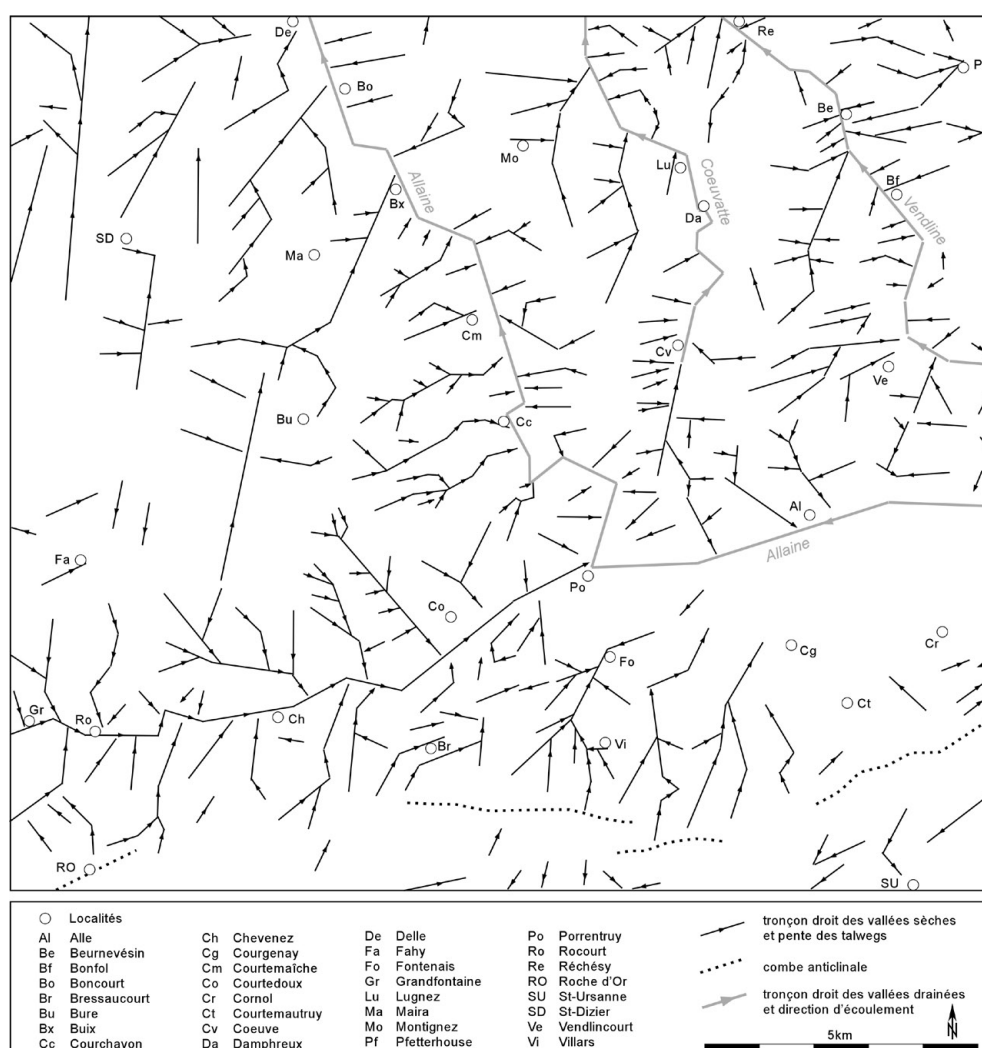


Fig. 2.8 Carte de l'Ajoie représentant les tronçons droits des vallées sèches ainsi que les trois rivières pérennes de la région (en grisé).

géographique (SIG) Arcview 3.2, à partir d'un fond topographique "allégé" au 1:50'000, ne comprenant que les courbes de niveaux (équidistance 20 m), les zones de forêt et les cours d'eau. La lisibilité du relief

est ainsi plus aisée par rapport aux cartes topographiques au 1:25'000, sur lesquelles figurent également les signes conventionnels usuels (bâtiments, routes, lieux-dits, etc.). Une fois tracés sur Arcview, les tron-

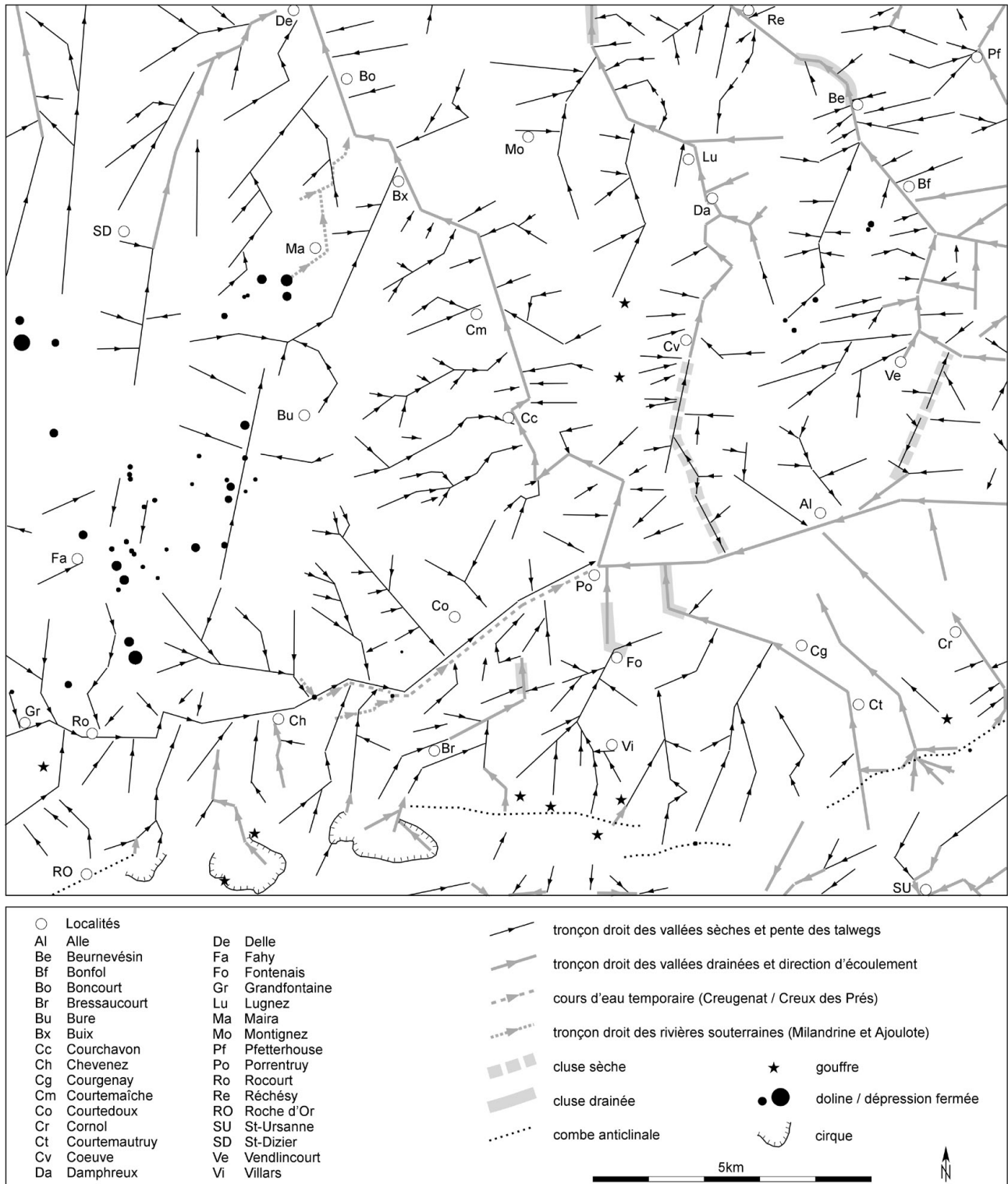


Fig. 2.9 Carte de l'Ajoie représentant les tronçons droits des vallées sèches et des vallées drainées ainsi que les principaux éléments géomorphologiques de la région (voir légende).

çons droits ont été exportés dans le logiciel de dessin Canvas 8.06 en format vectoriel (cgm). La procédure a été identique pour dresser la carte géomorphologique de l'Ajoie (Fig. 2.9) sur laquelle figurent aussi les autres éléments morphologiques (vallées drainées, cours d'eau temporaires, rivières souterraines, cluses, gouffres, dolines et cirques, voir Chap. 2.4). Dans ce cas, les cartes topographiques au 1:25'000 et 1:10'000, ainsi que les photos aériennes réalisées par Swissphoto Vermessung AG pour le compte de la République et Canton du Jura (orthophotos numériques, édition 1998, taille de pixel au sol: 100 cm) ont aussi été exploitées.

2.3.3 Répartition

Pour décrire au mieux la répartition spatiale du réseau de vallées sèches (Fig. 2.8), il semble opportun d'utiliser une terminologie qui se rapporte généralement à l'étude des réseaux hydrographiques (Fig. 2.10). Cet emprunt reste toutefois purement descriptif et ne préjuge en rien d'une éventuelle genèse fluviale.

Le réseau de vallées sèches cartographiées dans le périmètre de l'étude morphogénétique ne correspond pleinement à aucun des types géométriques définis par MORISAWA (1985) et SUMMERFIELD (1991) (Fig. 2.10). Il est mixte d'une part, et non homogène à l'échelle du terrain d'étude d'autre part. Quatre zones peuvent être distinguées. Elles correspondent d'ailleurs aux différents domaines morphostructuraux différenciés précédemment (1: Plateau de Bure; 2a: Zone bordière S; 2b: Zone bordière N; 4: Jura plissé):

- A l'W, le sommet du plateau de Bure présente un réseau rectangulaire de vallées sèches très émoussées, qui passe à un réseau radial sur les bordures du plateau. A cet endroit, les vallées sont très bien marquées, particulièrement celles qui se raccordent à l'Allaine, et un réseau dendritique de plus petite dimension s'y superpose. La densité du réseau va croissant du sommet du plateau vers ses marges.

- Le S de la zone bordière, entre la vallée sèche de la Haute-Ajoie et le chevauchement frontal du Jura plissé, présente un réseau géométriquement peu structuré: à l'W de Bressaucourt, il est dominé par de longues entailles subméridiennes rectilignes, alors qu'à l'E il développe un caractère dendritique, perturbé toutefois par l'anticlinal du Banné.

- Le quart NE de la surface d'étude (zone bordière

N) est marqué par un réseau à caractère rectangulaire dominant. Les vallées principales, subméridiennes, sont plus longues mais moins nombreuses que les nombreux petits sillons E-W qui s'y raccordent. Cette zone se caractérise également par un réseau assez dense mais des morphologies peu marquées.

- Le Jura plissé, tout au S, présente une direction WSW-ENE dominante – correspondant aux combes anticlinales – et une direction secondaire à peu près perpendiculaire – correspondant à des ruz qui se sont formés de part et d'autre de la voûte anticlinale. Il se rapproche du type en treillis.

Cette première approche reste qualitative. Elle montre que les vallées sèches d'Ajoie ne se répartissent pas complètement de façon aléatoire, mais qu'elles ne s'organisent pas non plus selon un seul système géométrique. L'analyse spatiale détaillée de l'orientation des vallées sèches, tant qualitative que quantitative et ce à différentes échelles, sera développée plus bas (Chap. 3.3).

Force est de constater cependant que les contrôles structuraux qui déterminent théoriquement, en milieu fluviale drainé, ces différents types de réseaux géométriques (Fig. 2.10, en bas) correspondent dans les grandes lignes aux conditions structurales rencontrées sur le terrain: influence prépondérante des failles et diaclases au N engendrant un réseau rectangulaire; bombement anticlinal du plateau de Bure responsable du réseau radial; structures plissées au S déterminant une amorce de réseau en treillis. Faut-il dès lors y voir les indices d'un réseau fluviale fossile ? Ce point sera repris dans le chapitre 3 consacré à la morphogenèse des vallées sèches.

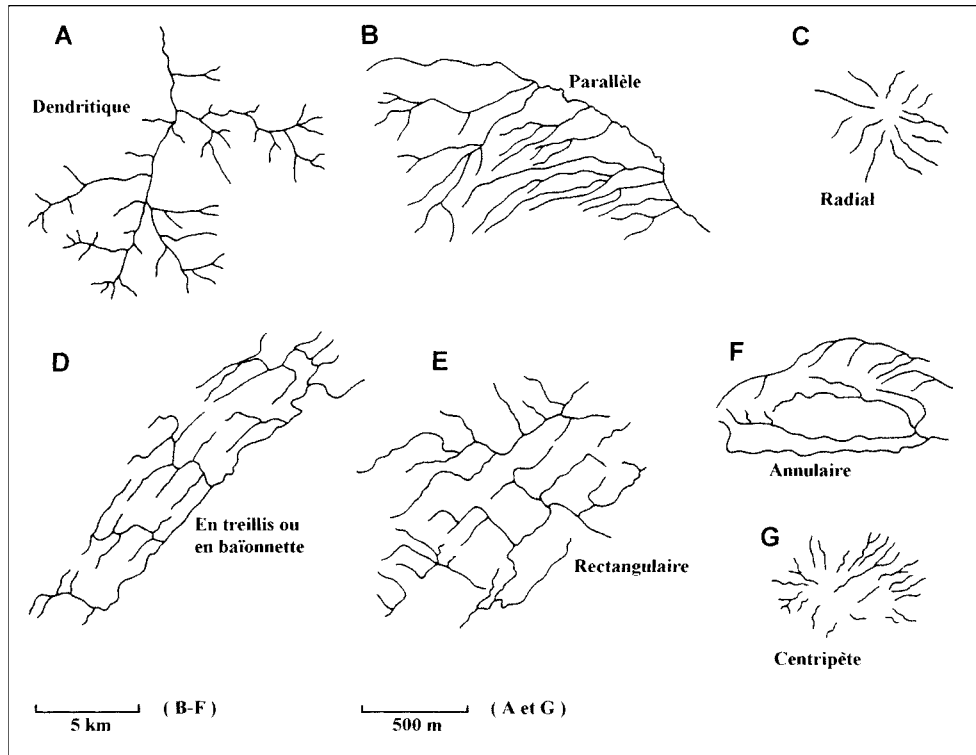
2.3.4 Morphologie

Les vallées sèches ajoulotes présentent des morphologies variées qui seront décrites ci-dessous de manière générale. Une étude géomorphométrique, à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT), pourrait cependant apporter des compléments utiles, ceci dans une perspective morphogénétique.

Les vallées sèches de la zone bordière S ont des pentes assez fortes dans leur section amont, jusqu'à 20% (11°); le profil transversal est en V et généralement symétrique. Les pentes des parties médianes oscillent entre 10 et 5% (6 et 3°) et s'adoucissent encore à la confluence des vallées drainées ou de la

vallée sèche de la Haute-Ajoie pour ne totaliser plus que 2 à 5% (1 à 3°). Dans ces tronçons médians à inférieurs, le profil est souvent asymétrique avec le versant orienté vers l'E plus raide que l'autre. Cette caractéristique n'est toutefois pas systématique. Le fond y est plat ou en légère cuvette. C'est généralement en dessous d'une valeur de pente d'environ 10% (6°) que le profil en V des tronçons amont passe à un profil à

fond plat. Ce changement du profil transversal est en partie dû au remplissage alluvial présent dans les tronçons inférieurs des vallées sèches (Chap. 7). On notera encore que les vallées les plus fortement incisées, en V, comme la Combe en Vaillard ou la Combe Varu à l'W de Bressaucourt, ne sont pas liées à un cirque rocheux dans leur partie amont, alors que celles qui en sont dotées ne sont que peu incisées.



Type	Description du réseau	Contrôle structural
A. Dendritique	Arrangement arborescent. Pas d'orientation préférentielle des drains.	Sédiments horizontaux ou roches cristallines homogènes. Pas de contrôle structural des roches de résistance uniforme.
B. Parallèle	Drains principaux régulièrement espacés et parallèles ou sub-parallèles entre eux. Confluences à angle très aigu.	Faisceau de failles, monoclinaux, plis isoclinaux serrés.
C. Radial	Les drains divergent depuis un centre.	Cônes ou dômes volcaniques.
D. En treillis ou en baïonnette	Une direction dominante et une direction secondaire perpendiculaire. Confluences à angle droit, affluents parallèles aux drains principaux.	Unités sédimentaires de résistance alternée, basculées ou plissées.
E. Orthogonal ou rectangulaire	Réseau orthogonal, égal développement des deux directions.	Diaclases ou failles.
F. Annulaire	Tracé circulaire des principaux drains. Affluents à angle droit.	Dômes érodés dans sédiments de résistance alternée.
G. Centripète	Drains orientés vers un centre.	Calderas, cratères, bassins tectoniques.

Fig. 2.10 Types géométriques de réseaux de drainage, et classification en fonction des contrôles structuraux. Tiré de PEULVAST ET VANNEY (2001), modifié d'après MORISAWA (1985) et SUMMERFIELD (1991).

Les profils longitudinaux des vallées sèches qui bordent le plateau de Bure sont moins prononcés que ceux décrits ci-dessus. La moyenne des pentes se situe autour des 5% (3°). Pour exemple, la pente moyenne de La Grande Vallée qui débouche sur l'Allaine à Buix est de 4.3% (2.5°). D'autre part, les parties amont n'y sont pas aussi pentues (maximum: 10% / 6°) et l'asymétrie des profils transversaux n'y est pas marquée.

Sur le plateau de Bure lui-même, les vallées sont très peu incisées, assez larges et peu pentues (< 5% / 3°). Le profil transversal y est généralement symétrique et en cuvette évasée.

Quant aux vallées sèches du NE de l'Ajoie, elles se répartissent en deux types: le premier est constitué de petites incisions assez raides (pentes de 8 à 15% / 5 à 9°) au profil en V, orientées E-W et débouchant sur la Coeuvalte ou la Vendline. Des vallées à fond plat et au talweg peu déclive (2 à 5% / 1 à 3°) forment le second.

2.4 AUTRES ÉLÉMENTS GÉOMORPHOLOGIQUES

Les objets traités ci-dessous se réfèrent au périmètre de l'étude géomorphologique au sein duquel ils ont fait l'objet d'une cartographie (Fig. 2.9).

2.4.1 Vallées drainées

Trois vallées fluviales à fond plat orientées SSE-NNW traversent le terrain d'étude. La plus marquée est drainée par l'Allaine et recoupe le plateau de Bure. Vers l'E, la vallée de la Coeuvalte est nettement moins incisée mais sa dimension reste disproportionnée par rapport au cours d'eau que l'on peut dès lors qualifier de sous-adapté. Quant à la vallée de la Vendline, elle ne se dessine qu'à peine dans le paysage.

Certains petits vallons latéraux de la Vendline et de la Coeuvalte constituaient des zones humides marécageuses qui ont progressivement été aménagées en étangs de pisciculture, dès le XV^{ème} siècle déjà, pour l'élevage de carpes, ou alors drainées à des fins agricoles. On mentionnera les étangs actuels de Bonfol et ceux de Damphreux. Bien qu'ils soient artificiels, ils témoignent du caractère imperméable du substrat (Sables et graviers vosgiens, Graviers du Sundgau, Argiles de Bonfol). Ils sont les premiers de tout un patchwork d'étangs naturels qui se développe et se densifie en direction de l'Alsace.

2.4.2 Cours d'eau temporaires

La vallée sèche de la Haute-Ajoie constitue le déversoir occasionnel de deux écoulements temporaires provenant du puits émissif du Creugenat (568'935 / 249'585) et plus exceptionnellement du Creux-des-Prés (567'535 / 249'555) situé 1.5 km en amont, près de Chevenez. Le Creugenat est un entonnoir d'environ 20 mètres de diamètre pour 15 mètres de profondeur correspondant à une doline exempte de remplissage. Le Creux-des-Prés correspond également à une doline qui, avant les travaux de dégagement entrepris par Lièvre en 1935, se présentait sous la forme d'un effondrement circulaire. Il est actuellement recouvert par une petite construction en béton. Ces deux ouvertures sur le réseau karstique conduisent à l'Ajoulote, seule rivière pérenne de la Haute-Ajoie, dont l'exutoire principal se trouve en ville de Porrentruy, à la source de la Beuchire.

A noter encore que le petit ruisseau qui, depuis Bressaucourt, s'aventure dans la cluse de Mavalau peut exceptionnellement gonfler jusqu'à former un torrent important. Koby (1885) décrit les circonstances de la découverte de la cavité karstique d'où surgissent les eaux souterraines et mentionne que, si le "Trou de Mavaloz" ne déborde pas aussi souvent que le Creugenat – et seulement quelques jours après celui-ci –, il n'en est par pour autant moins craint par les cultivateurs car, n'ayant aucun lit, "il ravage les terres de Mavaloz et les transporte sur celles de la plaine de la Grand-Fin".

2.4.2.1 Le Creugenat

Autant d'hommes, autant d'avis ! Voilà qui résume bien les diverses opinions émises sur le Creugenat, de son étymologie à son fonctionnement en passant par sa définition et jusqu'à la façon de l'écrire: Creux ès Djenatsches, Creux-ès-Genaz, Creux-Genaz, Creux-Gena, Creusenat, Creugena, Creux Genat... et Creugenat ! Bref, voilà un phénomène qui a marqué les esprits et qui continue d'aiguiser la curiosité parmi la communauté des spéléologues et des chercheurs jurassiens. Il mérite que l'on s'y attarde quelque peu, sans pour autant le traiter dans sa totalité.

Définition et fonctionnement

Dans son acception ajoulote, le terme Creugenat désigne tout autant le gouffre lui-même que le cours d'eau temporaire qui en jaillit occasionnellement (Planches 2 et 3). C'est d'ailleurs également la défi-

nition qu'en donne le Dictionnaire géographique de la Suisse (KNAPP & BOREL 1902): "Creugenat: rivière périodique de 4.5 km de longueur, prenant sa source dans un étroit vallon boisé au sud, par 451 m d'altitude, dans un creux ovale en forme d'entonnoir [...]". Il y est également spécifié qu'il s'agit d'une "ouverture mystérieuse qui est une des plus belles curiosités naturelles du Jura".

Pour être plus exact, on devrait cependant parler:

- du Creugenat pour désigner le trou en question;
- du cours d'eau temporaire du Creugenat pour désigner le phénomène hydrologique aérien.

Toutefois, le terme de "trou du Creugenat" n'étant guère glorieux, les hydrogéologues jurassiens lui ont préféré l'appellation plus élégante d'"estavelle du Creugenat" (MONBARON & BOUVIER 1996, HESSENAUER & MEURY 2002). Ce terme emprunté au jargon karstologique désigne un entonnoir à fonction hydrogéologique réversible, alternativement point d'infiltration et source temporaire (MONROE 1970). S'il s'applique parfaitement à des situations hydrogéologiques telles que celle rencontrée par exemple dans la vallée de l'Hongrin (FR-Suisse) – où la rivière s'enfonce totalement dans un petit gouffre karstique en période d'étiage, alors que son débit augmente au débouché de l'estavelle lors de crues (BOSSY 2005) – force est d'admettre que dans le cas du Creugenat, situé dans une vallée sèche, la fonction de perte n'est guère réalisée hormis pour les quelques gouttes de pluie qui y tombent directement lors de périodes d'étiage ! Le seul cours d'eau qui pourrait théoriquement s'y engouffrer est le torrent qui provient du Creux-des-Prés, mais cela ne se produit jamais, d'une part parce que son tracé passe actuellement 50 m plus au N et d'autre part parce qu'il ne surgit que lorsque le Creugenat ne parvient plus à débiter à lui seul le surplus d'eau présent dans le réseau karstique. On voit dès lors très mal le Creugenat fonctionner comme perte dans une pareille situation !

Dans ce travail, les termes de puits ou gouffre émissif du Creugenat seront préférés pour désigner la doline en elle-même, d'où surgit le cours d'eau temporaire qui, si le contexte est clair, sera simplement appelé Creugenat. On utilisera également le terme de "lit du Creugenat" – plutôt que "lit du cours d'eau temporaire du Creugenat" – pour désigner le chenal de crue emprunté par le torrent.

Le 17 août 1778, au Collège de Porrentruy, quatre étudiants formulent une thèse tout à fait innovante pour

expliquer les débordements du Creugenat. La justesse de leurs propos justifie à elle seule qu'ils soient repris ici et suivis d'une traduction que nous espérons la plus fidèle possible; elle n'aurait pas été possible sans l'aide précieuse de Madeleine Braillard ! A noter que notre traduction diffère de la lecture – à notre avis incomplète – qu'en ont fait LIÈVRE (1939, p. 67) et GIGON (1986, p. 224). Les auteurs de ce premier traité de karstologie ajoulote sont le Baron Joseph-Auguste d'Andlau (*de Porrentruy*), Sébastien Béchet (*de Porrentruy*), Jean-Baptiste Paumier (*de Chevenez*) et Joseph Scheppelin (*de Porrentruy*). Le document original peut être consulté à la Bibliothèque cantonale jurassienne.

De Eluvione Creugena in specie

Eluvionem nostram Bruntrutanam (communi Elsgaudiae idiomate *Creugena* appellatam) rationi conformius explicamus, cum illam cum anfractibus meatibusque subterraneis, qui in vicinos montes ascendunt & in subjecta valle reperiuntur, communicare concipimus: qua enim fert via in montem *Calabri* antrum ingentis altitudinis (*Puteus Ascensus* dictus) aquas pluvias ex illo colle affluentes ad nostram usque voraginem tubi communicantis instar deferre adhuc est creditum. Etsi hoc non esset, aquae ex tota superiore & sat longa valle, ex pagis *Rochedor*, *Danvant*, *Recler*, *Grandfontaine*, *Fay*, *Raucour* & potissimum ex molendinis *Chevenensibus*, quae sensim disparent & absorbentur in pratis ad quatuor circiter stadia inde protensis, in intestina illa specu ad certam altitudinem conservant, unde fit, ut in fundo illius antri conici aquae plerumque stagnet.

2. Cum ingruentibus subin pluviiis, aut nivibus solutis totius superioris vallis omnes aquae, nullo fluvio aut rivo effecto, in terram penetrent, tubi communicantes altiores & angustiores repleti aquas voraginis exterioris elevat, ea quidem celeritate, qua & ipsi replentur; fluida enim sese semper ad aequilibrium componunt; proin accidere potest, ut homines in fundo Coni deprehensi vix aquis irruentibus sese subducere queant.

3. Cum tubi illi altitudine labia Gurgitis superent, aquae crure brevior evomentur & omnem late viciniam inundabunt.

4. Eructationes seu potius fragores & mugitus, qui ipso eluvionis tempore percipi solent, refundi debent in aerem his anfractibus inclusum & compressum, quem, cum per aquas sibi pandat viam, & in cavernarum latera per varias reflexiones irruat, sonum illum & mugitum edere est necesse.

5. Quod Eluvio non qualibet pluvia limitibus suis egredia-tur; inde potest haberi, quod antra valde magna prius repleti imbris aliquot diebus continuatis debeant, quam ex superiore vallis *Chevenensis* regione cum specu illa communicare queant,

quod ubi factum fuerit, subito Gurges redundabit.

6. Ex his facile patet, hallucinari eos qui existimant, Eluvionem nostram ex *Dubi* fluvio generari, cum aquae totius illius vallis collectae ad hunc effectum sufficientes videantur, & maxime quia ex Geometrarum accurata observatione innuit, *Dubim* alveo longe profundiore quam sint labra Eluvionis, fluere. Accedit insuper, quod Eluvio (uti alias saepe & hoc duntaxat anno sub finem hyemis contigit) aquis copiosis & turbidis redundet, cum illae *Dubis* lymphae remanent, nec solito altius ascendunt; & vicissim aquae *Dubis* ripas suas omnes transcendunt, quin aquae in Eluvione vel tantillum attollantur, quod fieri tamen necesse foret ex lege fluidorum, si hae cum illis communicarent.

De l'Inondation du Creugenat

Nous expliquons l'inondation de notre pays bruntrutain (appelé le *Creugenat* dans la langue ajoulote) de manière plus adaptée [que l'hypothèse qui voudrait] qu'elle soit en relation avec des anfractuosités et des galeries souterraines qui remontent les monts voisins et que l'on retrouve dans la vallée située à leur pied: ces galeries seraient reliées au profond gouffre de la montagne de *Calabri* (nommé *Puits de l'Ascension* [au-dessus de Villars]), d'où les eaux pluviales récoltées sur les collines alentour afflueraient jusqu'à notre gouffre [le *Creugenat*] par l'intermédiaire de tubes communicants. Il n'en va cependant pas ainsi, [car ce sont] les eaux de toute la longue vallée supérieure, qui comprend les villages de *Rochedor*, *Danvant*, *Recler*, *Grandfontaine*, *Fay*, *Raucour*, et surtout [celles] des moulins de *Chevenez* qui disparaissent progressivement et qui s'infiltrent dans les prés environ quatre stades [environ 700 m] plus en aval, ce qui maintient un certain niveau [d'eau] à l'intérieur du réseau de conduites souterraines et a pour conséquence que les eaux stagnent la plupart du temps au fond de ce gouffre conique.

2. Lors de pluies abondantes et soudaines et lors de la fonte des neiges, toutes les eaux de toute la vallée supérieure ne forment ni fleuve ni rivière, mais pénètrent dans la terre et y remplissent un réseau de conduits assez hauts et étroits de sorte qu'elles font s'élever à la même vitesse les eaux visibles dans le gouffre extérieur [le *Creugenat*]; car les liquides se répartissent toujours en vue d'un équilibre; donc il peut arriver que des hommes pris au fond du cône n'échappent que difficilement à l'irruption des eaux.

3. Lorsque le niveau [d'eau] des galeries [souterrai-

nes] est plus haut que celui des bords du gouffre, les eaux jaillissent subitement et inonderont au loin tout le voisinage.

4. Le jaillissement ou plutôt le fracas et le mugissement que l'on entend généralement au moment même de l'inondation doivent être produits par l'air enfermé et comprimé dans ces anfractuosités; en effet celui-ci, en se cherchant un chemin à travers les eaux et en se ruant à travers les parois des cavernes, provoque nécessairement ce bruit.

5. Le fait que le débordement [du *Creugenat*] ne se produise pas par n'importe quelle pluie peut s'expliquer ainsi: les cavernes très grandes doivent d'abord se remplir par des pluies continues de plusieurs jours avant de pouvoir communiquer avec cette grotte [le *Creugenat*] depuis la vallée de *Chevenez* qui se trouve au-dessus et lorsque ce sera fait, le gouffre jaillira subitement.

6. De tout ceci il est évident que ceux qui pensent que notre inondation est produite par le *Doubs* se trompent, puisque les eaux collectées de toute cette vallée semblent suffisantes pour produire cet effet et surtout parce qu'une observation faite avec soin par des géomètres a montré que le *Doubs* coule dans un lit dont l'altitude est plus basse que celle des bords du gouffre. A cela s'ajoute encore le fait que l'inondation (comme cela arriva bien d'autres fois et cette année encore à la fin de l'hiver) déborde avec des eaux abondantes et troubles, alors que celles du *Doubs* restent limpides et qu'elles ne s'élèvent pas non plus; et inversement, [il arrive que] les eaux du *Doubs* se répandent sur toutes leurs rives sans que le niveau des eaux du *Creugenat* ne s'élève, même très peu, ce qui devrait pourtant nécessairement se produire d'après la loi des liquides si ces eaux communiquaient entre elles.

Ainsi, en 1778 déjà, le fonctionnement du *Creugenat* était quasiment expliqué ! Certes, les essais de traçages ont montré que le bassin versant de l'Ajoulote ne s'étend pas autant à l'W (GRETILLAT et al. 1992). Il ne comprend effectivement pas la partie supérieure de la Haute-Ajoie, à l'W de Roche-d'Or, Rocourt et Fahy. Et le lien avec la Beuchire n'est pas spécifiquement mentionné. Mais il faut relever ici le caractère visionnaire de cette thèse ! Et rappeler qu'elle n'a pas empêché PEUCHET et CHANLAIRE (1810) de rattacher trente ans plus tard les débordements du *Creugenat* au *Doubs*, ni l'abbé Mermet, célèbre radiesthésiste, d'en faire en 1927 l'aboutissement d'un grand fleuve alpestre, qui passerait sous le lac de Bièvre !

Etymologie

LIÈVRE (1939) préconise l'orthographe "Creux-Genaz", contraction du patois Creux-ès-Genaz, qui signifie Creux-aux-Génies ou Creux-des-sorciers. Selon lui, l'orthographe Creugenat ou Creusenat est un non-sens du point de vue étymologique.

Pour Gérard Domon, plongeur-spéléologue et fondateur du GSP (Groupe Spéléo Porrentruy), Creugenat ne veut pas dire Trou des Sorcières, mais vient plutôt du patois "creûjenat", qui signifie petit creux, ou du verbe "creûjenaie", creuser. Ce sont les ruines d'un mur arrondi qui devait probablement épouser les bords de la doline qui l'amènent à cette hypothèse (Planche 2-B).

Certes, le bord N de la doline présente un mur aménagé, mais cela ne préjuge en rien d'un éventuel creusement. Ce mur témoigne plus vraisemblablement de la volonté de créer un petit plan d'eau accessible et pérenne, d'où partait probablement le système de canalisations qui figure sur les plans cadastraux de 1847, conservés à la Bibliothèque cantonale jurassienne. Certains de ces canaux ont du reste été retrouvés lors de la fouille archéologique du site Haut Moyen Age de Courtedoux, Creugenat entre 2000 et 2002. LIÈVRE (1939, p. 87; 1945, p. 13) mentionne que "avant la canalisation du torrent du Creux-Genaz (1816, oeuvre de l'abbé Denier), la plaine de Courtedoux formait un complexe de gravières et de mares aux eaux crouissantes, parmi lesquelles ce torrent se creusait, à chaque émission du gouffre, de nouvelles voies". Les méandres de cet ancien tracé naturel sont du reste réinvestis par les flots lors de crues importantes et se dessinent assez nettement dans la plaine en amont de Courtedoux. Ils apparaissent particulièrement bien sur les photographies aériennes réalisées lors de phases de crues (Planche 3-J).

On peut donc envisager qu'au début du 19^{ème} siècle, la volonté d'assainir le déversoir occasionnel du Creugenat a conduit à aménager tout un système de canaux et d'écluses dans le but de contenir les eaux du Creugenat en crue sur les bords de la vallée sèche plutôt que de le voir envahir toute la plaine. En période de sécheresse par contre, ces canaux devaient probablement servir à l'irrigation des champs ainsi gagnés dans l'ancienne plaine alluviale (temporaire). On a en quelque sorte essayé de faire d'une pierre deux coups ! Mais comme le niveau de l'eau au fond du gouffre est trop bas pour pouvoir alimenter ces canaux en période sèche – justement au moment où il faut irriguer ! – il

est vraisemblable que l'idée a germé de le rendre étanche. Les restes du mur encore visibles aujourd'hui pourraient correspondre à de tels travaux d'étanchéité. Cette tentative de colmater le conduit souterrain débouchant sur l'Ajoulotte à des fins d'irrigation n'a certainement pas eu beaucoup de succès ! En effet, ces canaux ne figurent déjà plus sur les plans du début du 20^{ème} siècle.

Pour en revenir à l'étymologie du terme Creugenat, il est certainement de beaucoup antérieur aux aménagements hydriques mentionnés ci-dessus et désigne assurément un Creux-aux-Génies. Dans ce sens, l'orthographe préconisée par Lièvre (1939) de "Creux-Genaz" devrait être réhabilitée, ce d'autant plus qu'à l'instar du Creux-des-Prés, il se suffit à lui-même : plus besoin de l'affubler d'un trou, d'une estavelle, d'un puits ou d'un gouffre ! Quant à l'aspect esthétique-phonétique – voire promotionnel : futur "Parc de la Terre jurassienne" oblige ! – le Creux aux Génies ne parlera-t-il pas davantage au profane que l'estavelle du Creugenat ?

2.4.2.2 Le Creux-des-Prés

Les émissions du Creux-des-Prés sont rares et ne se produisent qu'en situation de crise hydrique, lorsque le débit au Creugenat ne suffit plus à vider le surplus du réseau karstique en charge. Il déborde alors du petit ouvrage surmonté de deux couvercles et rejoint le cours d'eau temporaire du Creugenat (Planche 3-D). Peu après sa désobstruction en 1935, le Creux-des-Prés a servi de puits perdu pour les eaux usées de Chevenez, ce qui a fortement limité l'exploration des galeries environnantes de l'Ajoulotte. Cette utilisation, dont on peut s'étonner à une époque où la sensibilité des aquifères karstiques était pourtant connue, n'était toutefois pas totalement nouvelle : FOURNET (1885) indique en effet que l'eau qui alimente les scieries et les moulins de Chevenez "disparaît subitement dans un puits absorbant, établi dans la prairie, à une assez petite distance en amont du Creux-des-Prés". Tout comme au débouché du Creugenat, un lit rectiligne, qui se subdivise ensuite en plusieurs branches, a été aménagé en aval du Creux-des-Prés, probablement au 19^{ème} siècle, afin d'éviter que les émissions n'inondent toute la plaine.

Mentionnons encore que l'eau qui alimentait les scieries et les moulins de Chevenez provenait en partie de la tête des vallées sèches de Combe en Vaillard et Combe Varu, où elle était captée, probablement à l'émergence de sources karstiques, et conduite jusqu'au

village de Chevenez par un système de canaux dont on voit encore les traces sur l'Atlas Siegfried de 1873 (feuille Porrentruy, N° 88, conservée à la Bibliothèque cantonale jurassienne).

2.4.3 Rivières souterraines

Deux rivières souterraines sont connues à ce jour en Ajoie: l'Ajoulotte qui draine toute une partie de la Haute-Ajoie entre Rocourt et Porrentruy et la Milandriner, qui draine le plateau de Bure entre le Maira et Boncourt.

2.4.3.1 L'Ajoulotte

Le fonctionnement du système karstique Creugenat-Ajoulotte-Beuchire est aujourd'hui bien établi: le puits émissif du Creugenat représente en fait le trop-plein naturel de l'Ajoulotte, rivière souterraine qui draine un bassin d'une cinquantaine de km² en Haute-Ajoie, et dont l'exutoire principal pérenne est la source de la Beuchire au centre de Porrentruy. A partir d'un débit de l'450 l/s à la Beuchire, l'exutoire de crue de l'Ajoulotte se met en charge et le Creugenat déborde.

Le tracé souterrain de l'Ajoulotte est actuellement connu sur quelques centaines de mètres uniquement, en amont des trous émissifs du Creugenat et du Creux-des-Prés. Son orientation générale est WSW-ENE, en direction de la source de la Beuchire à Porrentruy. La jonction entre les galeries explorées du Creux-des-Prés et celles du Creugenat est probable mais n'a pas été réalisée pour l'heure. Quant au tracé aval de l'Ajoulotte, il – ou tout au moins l'une de ses ramifications – pourrait se situer plus ou moins au droit du lit actuel du Creugenat, si l'on en croit certaines données géophysiques (MFR 2001).

La littérature consacrée à l'exploration des galeries souterraines de l'Ajoulotte et au fonctionnement du système Creugenat-Ajoulotte-Beuchire est riche et passionnante. On en trouvera les points principaux chez GIGON (1986), complétés par les études plus récentes de KOHLER et al. (2001) et de HESSENAUER & MEURY (2002). Cette dernière est consacrée plus particulièrement aux cycles d'intermittence du Creugenat, c'est-à-dire aux mouvements verticaux d'oscillation du plan d'eau au fond du puits. Ces cycles, qui durent de un à dix jours et se déroulent en période de décrue, voient le niveau d'eau osciller régulièrement d'une amplitude de 70 cm. Les mécanismes pressentis à l'origine de ce phénomène font intervenir des siphons et des trop-

pleins de l'Ajoulotte (MORLO 1999). Ceci nous ramène ainsi tout naturellement quelques siècles plus tôt aux "tubi communicantis" et aux "fluida semper ad aequilibrium" évoqués par les auteurs du premier traité de karstologie ajoulotte (Chap. 2.4.2.1) !

L'exploration de l'Ajoulotte a débuté dans les années 1930, sous l'impulsion d'Albert Perronne et de Lucien Lièvre et continue encore aujourd'hui. C'est en mai 1934 qu'un scaphandrier professionnel franchit pour la première fois les quelque 200 m de siphon qui conduisent du gouffre du Creugenat à la salle Perronne (Chap. 5.1.3, Fig. 5.2). En juin de la même année, les galeries furent vidées par une puissante pompe, ce qui permit à Messieurs Lièvre, Perronne et Gusy d'effectuer ce même parcours à "pied sec". Il faut ensuite attendre les années 1970 pour voir des spéléologues-plongeurs revenir explorer et topographier les galeries noyées de l'Ajoulotte, sous l'impulsion de Gérard Domon, fondateur du Groupe Spéléo Porrentruy (GSP). L'arrivée de l'autoroute en Ajoie réactive l'exploration: en novembre 1998, le GSP fait opposition au projet de la section 2 de l'A16 de peur que la construction du Viaduc autoroutier, qui enjambrera l'Ajoulotte 400 m en aval du Creugenat, ne perturbe l'écoulement de la rivière souterraine dans sa partie encore inexplorée. Cette opposition débouchera notamment sur un essai de pompage dont le but était de mieux connaître la partie aval de la rivière. Effectué en 1999 par le GSP sur mandat des Ponts et Chaussées, un premier essai ne permettra toutefois pas de vider les siphons, en raison notamment de conditions météorologiques particulièrement défavorables (ROTH 2000). Par contre, il affinera la méthode de pompage qui permettra, lors d'un deuxième essai de pompage réalisé en août 2000, de renouveler l'exploit de 1934: les siphons qui mènent à la salle Perronne se vident rapidement et plusieurs personnes peuvent parcourir une seconde fois à "pied sec" ce tronçon de l'Ajoulotte (Christophe Mundwiler, communication personnelle, 2005).

2.4.3.2 La Milandriner

La Milandriner n'a été découverte qu'au début des années 1950, lors des explorations qui portaient de la grotte de Milandre, cavité aménagée pour des visites touristiques en 1889 déjà par le propriétaire du terrain, Louis Burrus (GIGON 1986). L'exploration conduisit les spéléologues du SCJ (Spéléo-Club Jura) à l'extrémité amont de la cavité en 1968, après plus de 15 ans d'efforts et 4.5 km de galeries franchies depuis l'entrée N. En 1971, le creusement du puits artificiel du Maira devait permettre de continuer l'exploration vers le S,

empêchée par un effondrement. Le creusement d'un tunnel horizontal ne suffit cependant pas à accéder à la suite du réseau, celui-ci se trouvant malheureusement beaucoup plus loin que prévu, à plus de 100 mètres de distance de la partie connue ! Le réseau exploré de Milandre totalise une dizaine de kilomètres de galeries. Il se développe selon deux orientations préférentielles dominantes (N-S et SW-NE, voir Chap. 5.1.2), qui coïncident avec les directions des vallées sèches en surface entre le Maira et Boncourt.

2.4.4 Cluses sèches

Comme déjà mentionné précédemment (Chap. 2.1), la Coeuatte et la Vendline sont marquées, à l'amont, par une entaille d'érosion disproportionnée par rapport à leur faible débit actuel. Ces vallées perchées sont sèches et interprétées comme des paléocluses de l'Alaine (Chap. 6). Au sens strict du terme, seule la vallée sèche à l'amont de la Vendline devrait être dénommée cluse sèche puisqu'elle traverse effectivement l'anticlinal de Vendlincourt. L'entaille creusée en amont de Coeuve se situe quant à elle entre la terminaison de ce même anticlinal et le plateau de Bure et devrait dès lors être qualifiée de paléocanyon. Par commodité, toutes deux seront désormais considérées comme des paléocluses.

2.4.5 Cluses drainées

Elles sont au nombre de cinq. Trois recoupent l'anticlinal du Banné (d'W en E: cluses de Mavalau, de Fontenais (La Rasse) et du Voyeboeuf). Les deux autres se rapportent aux anticlinaux septentrionaux de Florimont (recoupé par la Coeuatte) et de Réchésy (recoupé par la Vendline).

Comme défini plus haut (Chap. 2.3.1), c'est le report ou l'absence d'un cours d'eau sur la carte au 1:25'000 (mise à jour 1994) qui fait d'une entaille une vallée sèche ou drainée. Il faut toutefois préciser qu'aucun cours d'eau pérenne d'importance ne s'écoule dans le talweg des trois cluses de l'anticlinal du Banné, raison pour laquelle MONBARON (1975) les avait d'ailleurs rangées dans la catégorie des cluses sèches. Mais ce classement se rapportait à l'étude de l'ensemble des cluses jurassiennes et il est clair que, dans ce contexte, ces trois entailles paraissent bel et bien sèches ! Mises en rapport avec les vallées sèches ajoulotes, elles deviennent par contre davantage des cluses drainées. Ce n'est cependant pas le but de ce travail de définir une nou-

velle catégorie de cluses que l'on pourrait qualifier de "mi-sèche" ! L'absence de contre-pente et la présence d'un cours d'eau, ne serait-ce que de faible débit et temporaire de surcroît, suffisent à ranger ces structures d'érosion dans la catégorie des cluses drainées.

2.4.6 Combes anticlinales

Quatre combes anticlinales sont façonnées dans les couches jurassiques de la voûte anticlinale du Mont Terri. L'érosion facilitée par l'extrême fissuration du sommet des anticlinaux a entaillé la série calcaire jusqu'au Lias à l'W (combes de Roche-d'Or et de Calabri) et jusqu'au Trias à l'E (combe de Derrière Mont Terri). Ces structures, parallèles aux axes anticlinaux, se dessinent très nettement sur la carte en relief de l'Ajoie (Fig. 2.1). Toutes sont des combes drainées: elles se raccordent au Jura tabulaire par l'intermédiaire de ruz (ou de demi-cluses) au fond desquels subsiste dans la plupart des cas un ruisseau pérenne. La demi-cluse de Vaberbin, qui traverse la barre calcaire de Jurassique supérieur au défilé des Echelles de la Mort, en est un bon exemple.

2.4.7 Gouffres

De nombreux gouffres se répartissent au S de l'Ajoie, le long de l'anticlinal du Mont Terri. On trouvera pour chacun d'entre eux une description détaillée dans l'inventaire spéléologique du canton du Jura (GIGON 1986).

2.4.8 Dolines et dépressions fermées

Les dolines et dépressions fermées représentées sur la carte géomorphologique (Fig. 2.9) ont été reportées sous un même figuré à partir de la carte topographique au 1:50'000. Elles se concentrent sur le plateau de Bure, plus particulièrement entre Bure et Fahy, soit dans la partie sommitale du plateau, où elles sont localement alignées sur les directions des vallées.

Les nombreuses campagnes de sondages archéologiques effectuées sur le tracé de la Transjurane ont certes montré qu'un nombre considérable de dolines comblées se cache sous la couverture quaternaire. Ceci est particulièrement le cas sur le plateau de Bure, où le relief plat et régulier ne laisse pas présupposer les innombrables dolines qui viennent crever le sommet des dalles du bedrock calcaire. Ces dolines comblées

n'ont toutefois pas été reportées sur la carte de la présente étude. D'une part parce qu'un tel travail nécessiterait une autre échelle cartographique, plus détaillée. D'autre part parce qu'il ne serait guère représentatif puisque limité à l'emprise de l'autoroute uniquement.

On peut toutefois considérer que l'image de la karstification fournie par la répartition des dolines actives visibles en surface et des dépressions fermées est qualitativement satisfaisante.

2.4.9 Cirques rocheux

Deux cirques rocheux très bien délimités sont présents au-dessus de Bressaucourt et de Chevenez. Les falaises, qui atteignent 100 m de hauteur, sont taillées dans les calcaires du Dogger et l'érosion a entamé les marnes du Lias dans le fond des cirques. Tous deux portent l'appellation de Sous les Roches. Ils sont orientés plein N et s'inscrivent dans la continuité de la combe anticlinale qui domine Villars. Encore plus à l'W, une falaise qui forme une ébauche de cirque marque la terminaison orientale de la combe anticlinale de Roche-d'Or. La répartition spatiale de ces cirques par rapport aux combes anticlinales permet de penser qu'ils constituent un élément important – bien que non indispensable – dans le façonnement des combes anticlinales. Cette hypothèse est renforcée par un examen attentif de la terminaison W de la combe anticlinale de Derrière Mont Terri (au-dessus de Courtemaury): un ancien cirque aux formes certes émoussées, et de

surcroît entaillé à l'W par un ruz, s'y distingue encore nettement.

Ces cirques sont marqués, en aval, par un goulet d'étranglement auquel fait suite un vallon drainé relativement large et peu incisé, au profil transversal en cuvette, et probablement en partie colmaté par des alluvions (sur l'Atlas Siegfried, révision 1871, un ruisseau s'écoule encore du plus oriental des deux cirques jusqu'au village de Bressaucourt; il a certainement disparu suite au captage de nombreuses sources dans le cirque lui-même). Ainsi, comme déjà constaté plus haut (Chap. 2.3.4), ces cirques ne sont pas marqués, en aval, par des vallées particulièrement creusées. Au contraire, les vallons secs subméridiens qui les bordent sont davantage incisés.

2.4.10 Glaciers locaux

La présence de cirques rocheux, et plus précisément leur genèse, nous conduit à aborder la question des glaciers ajoulots. LIÈVRE (1939) mentionne fort justement qu'en l'absence de blocs erratiques d'origine vosgienne ou alpine, il faut rejeter l'hypothèse de langues glaciaires poussées jusque sur les pentes septentrionales de la chaîne jurassienne au temps des grandes glaciations. Il croit cependant à la présence de glaciers locaux: "L'existence de ceux-ci ne fait pour nous aucun doute, bien que les preuves attestant leur présence sur le flanc N du Lomont ne soient ni très nombreuses, ni absolument concluantes".

En effet, les arguments qu'il avance (une très hypothétique moraine frontale en dessous de Roche-d'Or; des stries "caractéristiques" associées à des blocs transportés par la glace dans la demi-cluse de Vaberbin) ne sont guère convaincants. On peut toutefois y ajouter un élément qui semble plus pertinent: la présence de petits vallums dans les deux cirques rocheux de Sous les Roches. Ces accumulations sédimentaires, signalées par Joseph Thierrin du bureau CSD (communication personnelle, 2005), correspondent vraisemblablement à des moraines frontales de petits glaciers locaux, bien que de petits glaciers rocheux pourraient également avoir engendré ces formes. Une étude géomorphologique détaillée apporterait certainement les éléments de réponse qui manquent actuellement pour trancher entre ces deux hypothèses. Les accumulations les plus marquées sont celles du cirque situé sur la commune de Chevenez (centre du cirque: 566'400 / 246'500) où elles ont fait l'objet d'une cartographie sommaire (Fig. 2.11), rendue difficile par la densité du couvert

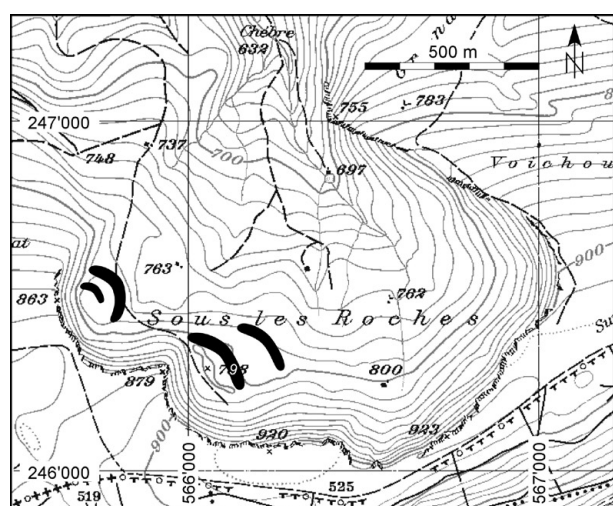


Fig. 2.11 Cirque rocheux de "Sous les Roches", au dessus de Chevenez. Les accumulations en forme de croissant, interprétées comme des vallums frontaux de petits glaciers locaux, sont reportées en noir. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

végétal et l'absence de repère topographique. Dans le détail, on observe que le cirque rocheux se subdivise en quatre cirques de plus petites dimensions. C'est au-devant des deux cirques les mieux formés, à l'W, que se trouvent ces accumulations en forme de croissant. Elles atteignent deux à cinq mètres de hauteur côté amont et jusqu'à une quinzaine de mètres côté pente. Des dépressions fermées, surcreusées dans les marnes du Lias, subsistent à l'arrière des vallums. Le matériel qui les constitue correspond très probablement à un mélange de gélifractions de la falaise, de blocs et d'argiles liasiques. Des replats topographiques situés au-delà, jusque dans la partie médiane du cirque, pourraient correspondre à d'anciennes accumulations morainiques. Mais, en dehors de ces deux cirques, aucune morphologie clairement glaciaire n'a été détectée dans les environs.

On peut donc conclure à l'existence de petits glaciers de cirque sur les pentes N de l'anticlinal du Mont Terri, à une altitude supérieure à 750 m. Mais ces "glaciers de névés" ne bénéficiaient toutefois pas d'une alimentation neigeuse suffisante pour former une langue glaciaire qui se serait écoulée jusque dans la vallée de la Haute-Ajoie. L'étranglement qui marque la terminaison aval des deux cirques rocheux de Sous les Roches parle du reste de lui-même.

HANTKE (1983) situe l'activité de ces petits glaciers locaux durant le Riss. Il les dote d'ailleurs de "langues qui s'avançaient jusqu'en Ajoie", ce qui ne paraît guère vraisemblable au vu des arguments précités. Toujours selon ce même auteur, ces petits glaciers prouvent que la limite des neiges pérennes était très basse, probablement inférieure à 800 mètres en Ajoie. Cet argument aussi est discutable, si l'on considère l'exposition (plein N) et la petite taille de ces glaciers de cirque qui ont peut-être pu se former en dessous de la limite des neiges pérennes.

Concernant la datation, force est de constater qu'aucun argument chronologique ne permet d'avancer un âge pour ces glaciers locaux. Cependant, la morphologie très nette des vallums nous incite à penser qu'ils devaient être actifs lors du Pléniglaciaire supérieur weichsélien. Si tel n'était pas le cas, les cuvettes situées à l'arrière des vallums se seraient certainement comblées de gélifractions lors des phases froides de la dernière glaciation.

2.5 RÉCAPITULATION

Sur la base de la structure tectonique et de la stratigraphie, il a été possible de subdiviser l'Ajoie en quatre grands domaines morphostructuraux: le plateau de Bure, la zone bordière, les bassins tertiaires et le Jura plissé. Chacun d'entre eux présente une morphologie de surface particulière, notamment en ce qui concerne les vallées sèches:

1) Le **plateau de Bure** est cisaillé par une tectonique cassante qui délimite des blocs disposés "en touches de piano". Principal relief de l'Ajoie, il se caractérise sur son sommet par un réseau rectangulaire de vallées sèches très émaillées. Les dolines y sont nombreuses et localement alignées sur les directions des vallées. Du sommet du plateau vers ses marges, le réseau gagne en densité et évolue vers un système radial de vallées sèches bien incisées. L'E du plateau est recoupé par l'Allaine entre Porrentruy et Boncourt. La Milandrine, rivière souterraine qui draine une bonne partie du plateau, se développe selon deux orientations préférentielles qui coïncident avec les directions des vallées sèches en surface.

2) La **zone bordière**, morphologiquement basse, est toutefois parsemée de petits anticlinaux disposés en échelons qui dessinent des bossellements dans le paysage. Des lambeaux de molasse y sont encore présents ainsi que des graviers pliocènes, notamment sur certains anticlinaux, ce qui atteste de leur structuration au Plio-Pléistocène seulement. Au N d'Alle, le réseau des vallées sèches – à caractère rectangulaire dominant – est dense, mais les morphologies sont peu marquées. Au S, entre la vallée sèche de la Haute-Ajoie et le chevauchement frontal du Jura plissé, les vallées sèches sont par contre bien incisées et de direction subméridienne dominante. Cette zone est drainée par la Vendline et la Coeuvalte au N, ainsi que par l'Ajoulot – et exceptionnellement le Creugenat – au SE.

3) Les **bassins tertiaires** qui constituent la bordure du Fossé rhénan sont remplis de molasse et recouverts de graviers pliocènes de la paléo-Aar. En raison du substrat imperméable et de la situation morphologiquement basse, l'écoulement est réalisé en surface et les vallées sèches y sont rares.

4) Le **Jura plissé** domine l'Ajoie tabulaire de plusieurs centaines de mètres. Les vallées sèches qui s'y dessinent correspondent à des combes anticlinales ainsi qu'à des ruz perpendiculaires aux anticlinaux.

3 - MORPHOGENÈSE DES VALLÉES SÈCHES AJOULOTES

Pour peu qu'on y réfléchisse, la notion de vallée sèche est troublante. En effet, les géomorphologues ont pour habitude d'expliquer les formes du relief par des processus dont les conséquences sont connues ou peuvent être déduites. Ainsi, la genèse d'une vallée "normale", au cours d'eau superficiel qui en occupe le fond, s'explique facilement par le double jeu de l'érosion et du transport de sédiment vers l'aval. Causes et conséquences sont réunies dans une même entité géomorphologique. Dans le cas d'une vallée sèche, seule la conséquence, c'est-à-dire la vallée elle-même, demeure. La question qui se pose est alors d'en connaître la cause: s'agit-il d'un ancien cours d'eau aujourd'hui disparu, auquel cas quand et pourquoi ? S'agit-il d'un autre agent d'érosion et lequel ? Ou alors s'agit-il d'une combinaison de plusieurs processus ?

C'est à ces questions que tente de répondre le présent chapitre, en confrontant les différentes hypothèses morphogénétiques à la réalité du terrain ajoulot.

3.1 HYPOTHÈSES MORPHOGÉNÉTIQUES

3.1.1 Hypothèses générales

Dans leur travail consacré à l'évaluation géomorphologique et paysagère des vallées sèches de l'Ajoie, GRANDGIRARD & BOYER (1992) ont passé en revue les principales hypothèses morphogénétiques trouvées dans la littérature. Elles se basent sur deux types de processus:

- a) processus fluviaux
- b) processus de dissolution

Elles combinent ensuite ces deux facteurs d'érosion en leur attribuant des valeurs respectives différentes. Les causes d'un changement dans la nature des processus peuvent être de trois ordres:

- 1) la lithologie
- 2) le climat
- 3) l'abaissement du niveau de base

Sur cette base, on peut proposer de classer ces hypothèses selon le système suivant, dans lequel les lettres se réfèrent aux processus (une lettre majuscule indique la prédominance d'un des deux processus sur l'autre) et les chiffres à la cause du changement:

- **Ab 1** Les vallées sèches seraient l'héritage d'un **ancien système fluvial**, dans un contexte géologique structuralement plat qui alterne niveaux imperméables (marnes, argiles...) et calcaires perméables (voir notamment WARWICK 1964). Une fois le niveau imperméable découpé jusqu'à sa base, la dissolution des calcaires sous-jacents s'active et le réseau karstique prend en charge l'écoulement superficiel: les vallées s'assèchent. Les conditions périglaciaires du Pléistocène n'auraient alors produit que des modifications mineures sur le relief.

- **ab 2** Dans des conditions périglaciaires, le **pergélisol**, en bloquant la perméabilité des calcaires et l'infiltration des eaux, maintient le réseau hydrographique en surface et permet le modelage du paysage en un réseau de vallées. Avec le réchauffement climatique, la circulation hydrique devient souterraine et les vallées se fossilisent (voir notamment REID 1887 pour le S de l'Angleterre; HANTKE 1978 pour l'Ajoie; CAMPY & PHARISAT 1976 et CAMPY 1982 pour la Franche-Comté).

- **ab 3** Le changement du **niveau de base** peut également être invoqué pour expliquer l'enfoncement en profondeur du réseau hydrographique conduisant à l'assèchement des vallées en surface, comme proposé par SPARKS (1949) pour les vallées sèches des Downs du Sud (S de l'Angleterre). Dans ce cas, l'abaissement de la surface piézométrique est régional et provoqué par une chute du niveau marin. Mais il peut également être local et correspondre, par exemple, à un réajustement après une phase de soulèvement tectonique.

- **B(a)** AUBERT (1969) fait jouer quant à lui un rôle prépondérant aux **processus de dissolution** pour expliquer la genèse des combes karstiques, ces "dépressions sèches dont l'origine n'est pas évidente" (Chap. 2.3.1). De direction générale perpendiculaire ou oblique aux structures et associées aux faibles pentes, elles seraient à considérer comme des "**ouvalas linéaires**, c'est-à-dire des formes de dissolution au même titre que les dolines et soumises aux mêmes lois, avec cette différence qu'elles auraient bénéficié d'un développement privilégié, dans une direction déterminée par celle des diaclases". En effet, si la fracturation est homogène dans toutes les directions, l'érosion latérale s'exerce dans tous les sens avec la même intensité et résulte finalement en la création d'un ouvala (coalescence de dolines). Si au contraire elle suit une direction préférentielle, l'érosion s'en trouve en quelque sorte polarisée et débouche sur le façonnement de dépressions allongées, conformément au réseau de la fracturation.

Cette hypothèse tectono-karstique repose essentiellement sur la coïncidence, mise en évidence dans le Jura suisse et français sur les flancs de l'anticlinal du Mont Risoux, entre l'orientation des combes karstiques et celle des fissures. Mais également sur des critères géomorphologiques tels que la présence de contre-pentes et de bassins fermés qui ponctuent localement certaines des vallées sèches du Mont Risoux. L'origine fluviale des vallées sèches, hypothèse la plus souvent rencontrée dans la littérature, ne serait pour AUBERT (1969) qu'une "illusion causée par une convergence de formes". Les processus fluviaux, dont certaines combes portent pourtant les traces, auraient en fait été limités aux périodes de pergélisol ou de fusion des glaces durant lesquelles une activité torrentielle aurait pu retoucher légèrement la morphologie de la vallée, particulièrement sur les terrains morainiques. Mais l'essentiel de la morphogenèse relèverait de processus de dissolution karstique antérieurs au Quaternaire et serait à rattacher à l'évolution morphologique du Pliocène.

3.1.1.1 Discussion

Parmi les diverses hypothèses émises ci-dessus, celles qui font intervenir les processus fluviaux comme agents dominants de la morphogenèse sont les plus répandues dans la littérature. Les vallées sèches sont le plus souvent ramenées à d'anciens systèmes de drainage surimposés dans les calcaires. Et l'importance de leur remodelage, en conditions périglaciaires, est également largement acceptée (voir notamment SALOMON 2000).

S'il faut admettre que le drainage karstique des eaux de surface a certainement été bloqué par la présence du pergélisol au cours des stades froids du Quaternaire, durant lesquels la fréquence et le débit des crues étaient assurément sans commune mesure avec ce qu'ils peuvent être aujourd'hui, il faut aussi relever que très peu d'études tiennent véritablement compte du type et de l'âge des remplissages quaternaires qui colmatent les vallées sèches. Dans bien des cas, l'entaillage pléistocène sous conditions périglaciaires est posé comme un postulat, sans aucune confirmation par des données de terrain, ni repères chronostratigraphiques, qui permettraient de dater la ou les phase(s) d'incision des vallées aujourd'hui sèches. Dans ces conditions, ramener la formation des vallées sèches au rajeunissement pléistocène final d'un ancien système fluvial est, à notre avis, une explication tout à la fois vague et simpliste. Même si, il faut bien l'admettre, elle est très commode, cette hypothèse se doit d'être complétée par l'étude des dépôts quaternaires, sous un angle sédimentologique et chronostratigraphique, afin de déterminer s'ils n'ont fait que remplir le fond de vallées sèches alors déjà formées ou si les processus qui ont conduit à leur mise en place (transport fluvial, ruissellement, solifluxion...) ont véritablement contribué au décapage du karst, et si oui, dans quelle proportion.

L'exemple suivant est éloquent à cet égard: dans une étude portant sur un karst du SW du Wisconsin (Etats-unis d'Amérique) TERLAU & DAY (1997) mettent en évidence un lien très marqué entre l'orientation des galeries souterraines et celle des vallées sèches. Ils en déduisent que l'orientation de ces éléments pourrait résulter d'un même réseau de fractures du bedrock (des calcaires et dolomies de l'Ordovicien, intensément fracturés dès le Paléozoïque). Mais ils s'interdisent d'émettre l'hypothèse qui semble pourtant s'imposer d'elle-même, à savoir qu'un même agent d'érosion – en l'occurrence la dissolution – pourrait également avoir formé tant les galeries souterraines que les val-

lées sèches ! S'ils ne s'aventurent pas sur cette voie, c'est parce qu'ils partent du postulat que "les grottes se sont formées avant le Pléistocène" et que "l'incision des vallées par des eaux de fonte était particulièrement intense durant le Pléistocène". Mais aucun élément ne vient appuyer cette assertion, tant en ce qui concerne la formation des grottes que celle des vallées sèches.

Les études qui se sont attachées spécifiquement au rôle de la tectonique et de la fracturation dans l'origine des vallées sèches sont rares, souvent limitées à une petite région ou à une série de vallées sèches, et davantage qualitatives que quantitatives. Le plus souvent c'est surtout de l'orientation des galeries karstiques par rapport aux fractures qu'il est question dans la littérature, et ce dans une perspective de karstogenèse plutôt que d'évolution du relief (voir notamment le numéro spécial 12 (3-4) 1999 des *Geodinamica Acta*, consacré aux articles présentés lors du colloque "Karsts and Tectonics" qui s'est tenu en 1998 à Han-sur-Lesse en Belgique). Ce thème sera abordé au chapitre 5, consacré notamment à l'étude spatiale des galeries amont du Creugenat et de la Milandrine en fonction de la fracturation du massif rocheux.

L'originalité de l'hypothèse tectono-karstique d'AUBERT (1969), couplée à la pertinence de ses arguments d'une part et au manque d'étude en la matière d'autre part, justifie qu'on s'y attache plus particulièrement dans ce travail. En effet, les discontinuités d'origine tectonique d'un massif rocheux calcaire sont très importantes pour le développement de la karstification, et plus particulièrement les fractures ouvertes verticales (fentes de tension, diaclases, décrochements) car elles jouent un rôle de drain pour la pénétration en profondeur de l'eau de ruissellement. Légèrement acide, selon sa teneur en gaz carbonique dissous et selon sa température, l'eau va dissoudre la roche en progressant vers la profondeur. Dans les situations où les couches sont subtabulaires, les calcaires compacts et la fracturation subverticale – ce qui est le cas du plateau ajoulot en général – la karstification n'est en fait rien d'autre que l'agrandissement des fractures par dissolution.

Le seul point faible de l'hypothèse d'Aubert réside dans l'absence d'étude litho- et chronostratigraphique des sédiments qui colmatent les combes karstiques. Sur la base d'éléments géomorphologiques uniquement, il est en effet délicat de limiter le rôle de l'érosion fluviale à un simple polissage lors des périodes froides, comme le prétend pourtant l'auteur.

3.1.2 Le cas de l'Ajoie

L'hypothèse mettant en cause l'héritage d'un ancien système fluviale qui se serait développé sur des niveaux imperméables (Ab 1) ne semble pas pouvoir s'appliquer à la situation ajoulote: les marnes à Virgula ou celles du Banné, qui pourraient jouer le rôle de substrat peu perméable, ne sont épaisses que d'une dizaine de mètres. Elles sont de plus intensément fracturées et ne jouent le rôle d'aquiclude qu'au niveau local. En outre, des graviers fluviaux quaternaires remplissent le fond de certaines vallées incisées dans les calcaires à Ptérocères inférieurs, soit en dessous des marnes du Banné (cas de la Combe en Vaillard ou de la Combe Varu par exemple, voir Chap. 7.4.4). Un autre "agent imperméabilisant" que ces niveaux marneux doit donc être trouvé pour expliquer la présence de ces graviers fluviaux au fond de vallées aujourd'hui sèches !

On pourrait dès lors se tourner vers l'hypothèse qui fait entrer en jeu les conditions périglaciaires comme agent du relief (ab 2). En effet, l'écoulement réalisé en milieu périglaciaire est souvent temporaire; le réseau, jeune, encombré et éphémère est mal organisé; le cycle classique – précipitation, infiltration et écoulement – est fortement perturbé par le pergélisol, la rétention et la fusion nivale; la météorisation (altération météorique) et les processus des versants peuvent porter à l'extrême la charge en débit solide (HAMELIN & COOK, 1967). Dans des conditions d'érosion aussi drastiques, la contribution fluviale à l'entaillage des combes karstiques pourrait s'avérer importante. Ce d'autant plus qu'en Ajoie, les réseaux géométriques formés par les vallées sèches correspondent aux différents types qui se seraient théoriquement formés en condition d'érosion normale – c'est-à-dire fluviale – selon les paramètres structuraux, comme cela a été constaté précédemment (Chap. 2.3.3). Toutefois, l'étude des remplissages quaternaires montre que les derniers grands coups de froid des Pléniglaciaires moyen et supérieur de la dernière glaciation (60 à 19 ka cal. BP) n'ont pas donné lieu à une phase d'érosion ou de sédimentation particulièrement importante. Ce point sera développé ultérieurement au chapitre 7 qui traite des remplissages quaternaires, mais on peut d'ores et déjà formuler que le blocage vers le bas de l'écoulement de surface, en conditions périglaciaires, ne constitue pas le facteur principal ayant déterminé la morphogenèse des vallées sèches d'Ajoie. En outre, on a également remarqué que les cirques rocheux qui entaillent la voûte de l'anticlinal du Mont Terri, au S de Chevenez et Bressaucourt, ne sont pas marqués, en aval, par des vallées particulièrement creusées (Chap. 2.3.4 et 2.4.9). Lors des

interstades würmiens ou durant le Tardiglaciaire, l'eau de fonte des petits glaciers et névés qui s'y étaient accumulés aurait cependant dû accentuer fortement l'érosion dans les vallons situés en aval, par rapport aux vallons dépourvus de tels réservoirs dans leur partie amont. Mais il n'en est rien. Au contraire, les vallons secs subméridiens qui les bordent, telles la Combe en Vaillard ou la Combe Varu – dont les bassins versants sont presque inexistantes – sont davantage incisés, et en forme de V de surcroît ! Cette constatation soulève à son tour un autre problème : comment expliquer dès lors le profil en V très marqué de ces vallons ? Pour y répondre, on peut invoquer des écoulements temporaires torrentiels, au débouché de sources karstiques situées dans les têtes des vallons. Lors de mise en charge importante du réseau souterrain, l'érosion linéaire serait venue en quelque sorte parachever le travail de l'érosion karstique.

Des changements du niveau de base (ab 3) ont également pu jouer un rôle en Ajoie. Dans ce cas, ils seraient à mettre en relation avec les phases de soulèvement tectonique du Miocène supérieur (plissement du Jura) et/ou du Pléistocène (réactivation de failles de socle). Le retrait des mers alpine et rhénane durant la phase tectonique du Miocène inférieur pourrait également entrer en ligne de compte. L'éventuelle contribution des variations du niveau de base à l'édification des vallées sèches sera développée au chapitre 6 traitant de l'évolution des reliefs et du réseau de drainage en Ajoie.

Reste l'hypothèse tectono-karstique (B(a)) qui fait intervenir conjointement la fracturation et les processus de dissolution (AUBERT 1969). Au vu de ce qui a été discuté précédemment, c'est elle qui semble répondre au mieux à la situation rencontrée en Ajoie. Un coup d'œil comparatif jeté sur la carte tectonique (Fig. 2.3) et sur celle représentant les tronçons droits des vallées sèches (Fig. 2.8) montre effectivement une apparente coïncidence entre réseaux de failles et réseaux de vallées sèches. Le contexte structural ajoulot (calcaires jurassiques supérieurs à faibles pendages) étant semblable à celui du Mont Risoux, où Aubert a développé son hypothèse, l'importance du couple fracturation-karstification dans la genèse des vallées sèches peut-être testée en Ajoie, en comparant l'orientation des fractures et celle des vallées sèches. Cette étude comparative détaillée occupera l'essentiel du chapitre 3. Il faut toutefois relever que les contre-pentes et bassins fermés, assez répandus – bien que non systématiques – dans les vallées sèches qui entaillent les flancs du Risoux, ne sont que très rares en Ajoie.

3.1.2.1 Historique

Avant de se lancer dans l'étude spatiale détaillée de la fracturation et des vallées sèches, il est encore souhaitable de passer en revue les opinions des différents chercheurs qui se sont intéressés à la question en Ajoie :

- Dans son travail portant sur la tectonique en Ajoie, HUMMEL (1914) propose que les vallées sèches sont à mettre en relation avec un abaissement diluvien – c'est-à-dire d'âge quaternaire – du niveau de base de l'érosion. Il estime qu'elles ont été créées par des écoulements superficiels, à une période de niveau phréatique plus élevé qu'aujourd'hui. Le niveau de la surface piézométrique aurait été plus haut en raison d'une faible vitesse d'écoulement le long de pentes très peu déclives et peut-être aussi en raison de précipitations plus importantes. Lorsque la pente des talwegs s'est accentuée, suite au plissement jurassien du Pliocène récent, et que la quantité de pluie a diminué, les petits cours d'eau latéraux ont forcément dû s'enfoncer dans le karst. Depuis, ils ne peuvent que faiblement surcreuser leur vallon par érosion souterraine.

- LIÈVRE (1939) aborde indirectement la question de l'origine des vallées sèches dans son ouvrage sur le karst jurassien, dont le style alambiqué dessert malheureusement souvent la bonne compréhension de ses idées. Il mentionne ainsi que si "le horst de Fahy et la région adjacente de la Haute-Ajoie sont absolument secs, c'est que la phase d'érosion subaérienne y est terminée et que les eaux de ruissellement disparaissent dans le sol calcaire". Sa démarche scientifique concerne cependant surtout l'approvisionnement en eau et c'est donc logiquement plutôt aux conséquences de cette évolution – en l'occurrence la perte d'eau dans le karst – qu'à ses causes qu'il s'est intéressé. Il propose toutefois que ce serait vers la fin du Tertiaire et durant le Diluvium que, "suite à l'arasement des dépôts relativement récents par les eaux météoriques, les calcaires mis à nu et d'ailleurs fissurés du Kimméridgien, du Séquanien et du Rauracien, absorbèrent les eaux superficielles et les dirigèrent souterrainement vers les parties les plus basses du pays. La rivière qui arrosait auparavant la Haute-Ajoie disparut dans les profondeurs du sol et se creusa un lit dans les masses calcaires en utilisant les diaclases et les joints de stratification". En ce qui concerne les vallées qui dissèquent le versant N du Lomont (zone bordière S), Lièvre y voit également une origine fluviale dominante, combinée avec un creusement karstique et éventuellement aussi glaciaire. Quant au modelé des nombreuses combes

du plateau de Bure, il serait aussi l'oeuvre d'un cours d'eau superficiel.

De manière plus générale, Lièvre relève également le "caractère partiel" du karst jurassien, ou mérokarst, par opposition à l'holokarst, qui se développe dans des calcaires très purs. En effet, l'alternance répétée de couches calcaires et de couches marneuses typiques du Jura implique qu'il "faillit définir la nature de l'érosion qui a modelé la surface comme étant la synthèse de l'érosion subaérienne et de l'érosion karstique qui n'ont jamais cessé de jouer ensemble, en réagissant l'une sur l'autre". Toutefois, toujours selon cet auteur, le point de départ est toujours l'érosion subaérienne, laquelle peut subsister tant que la surface reste proche du niveau de base, ou si elle ne s'élève qu'assez lentement pour pouvoir, par érosion normale, s'y maintenir toujours suffisamment proche.

- ERZINGER (1943) a mené une étude très détaillée sur la géomorphologie en Ajoie, à une époque où l'iconographie n'était malheureusement pas dans son heure de gloire: trois figures, trois tableaux et quelques photos pour 140 pages de texte ! Il s'agit là malgré tout d'un travail tout à fait original pour l'époque, qui combine structure géologique, phases tectoniques, géomorphologie et hydro(géo)logie dans une perspective de morphogenèse, et ce depuis l'Eocène jusqu'au Pléistocène. Les vallées sèches y sont vues comme des morphologies récentes, creusées depuis le Quaternaire ancien tout au plus, mais assurément pas avant la période glaciaire. L'auteur note que leurs profils transversaux divergent de ceux des vallées normales: ils s'élargissent puis se referment parfois de façon incohérente. De plus, les profils à fond plat passent généralement, en direction de l'amont, à des profils en cuvette, ce qui résulterait d'un changement dans le type d'écoulement: souterrain pour les profils amont en cuvette et de surface pour les profils aval à fond plat. La cause de cet enfoncement du réseau hydrographique serait le soulèvement tectonique du plateau d'Ajoie durant le Pliocène supérieur/Diluvium ancien.

- Les vallées sèches ajoulotes n'ont pas manqué d'intéresser PERRONNE (1955) qui y voyait un vestige des périodes glaciaires. Ces "combes nivales", comme il aime à les appeler, ne se seraient pas formées sous l'action de l'eau ou de la glace, mais sous celle de la neige, et ce durant le Quaternaire. Les "berges des combes nivales" montrent par ailleurs localement des "terrasses nivales", souvent au nombre de quatre, que l'auteur n'hésite pas à corréler aux grandes glaciations alpines du Günz, Mindel, Riss et Würm ! Cette cor-

rélation est bien téméraire et manque foncièrement d'arguments de terrain. Et il est beaucoup plus vraisemblable d'attribuer cette morphologie de type cuesta à la structure du soubassement, à savoir la présence d'un intervalle calcaréo-marneux en position monoclinale. En effet, chacun des exemples de "terrasses nivales" décrit par Perronne (Combe en Vaillard, Combe en Vatel, entre Porrentruy et Courgenay et Combe de la Grande Fin à Alle) se situe, selon la carte géologique (DIEBOLD et al. 1963), au niveau des calcaires marneux du Kimméridgien moyen.

- SCHNEIDER (1960) fait un rapide historique des hypothèses relatives à la formation des vallées sèches et évoque avec prudence, pour le cas de l'Ajoie, une genèse pluricausale: tant l'érosion de surface que la dissolution karstique auraient pu agir. Il serait selon lui prématuré de ne tenir compte que d'une seule cause, plutôt que d'une variété de causes aux influences variables au cours du temps. Il rejette du reste catégoriquement l'hypothèse monocausale – et quelque peu fantasque – des combes nivales de PERRONNE (1955) et tend à subdiviser les vallées sèches en deux catégories: celles qui sont peu profondes – notamment celles du plateau de Bure – se seraient formées au Quaternaire sous climat périglaciaire, alors que le blocage de l'écoulement karstique par le gel aurait favorisé les écoulements superficiels. D'autres entailles plus marquées, telle que la Combe Vaumacon entre l'Allaine et Coeuve, pourraient être d'origine tectonique et d'âge bien antérieur au Quaternaire. La Combe Vaumacon s'aligne effectivement sur une faille créée à l'Oligocène déjà. La Combe en Vaillard ou encore la Combe Varu, toutes deux à l'E de Chevèze, pourraient également être liées à des accidents tectoniques.

- Il faut attendre SIMÉONI & JAMIER (1975) pour voir la fracturation du massif calcaire véritablement prise en compte dans la morphogenèse des vallées sèches. Leur étude porte sur la dizaine de combes situées sur la bordure orientale du plateau de Bure, en rive gauche de l'Allaine, entre Porrentruy et Delle. Dans un premier temps, l'anisotropie des axes des vallées est vérifiée statistiquement. Dans un deuxième temps, elle est comparée avec la répartition des différents groupes de fissures mesurées sur le terrain. Il en ressort que "la fréquence des diaclases n'est pas un facteur susceptible d'expliquer seul la genèse des vallées". Il faut en effet également tenir compte du gradient du ruissellement superficiel et des écoulements hypodermiques qui favorisent l'érosion et l'altération chimique. Dans le cas précis, ce gradient est dirigé vers le NE, perpendiculairement à l'orientation de la vallée principale

pérenne, et aurait déterminé l'orientation générale des vallées sèches latérales davantage que le réseau de fractures dont les familles de direction NE ne sont pas celles qui présentent la plus forte fréquence. En ce qui concerne les processus eux-mêmes, les auteurs ne se mouillent pas vraiment puisqu'ils se contentent d'évoquer à la fois l'altération chimique et l'érosion mécanique. Mais en matière de vallées sèches, se mouiller relèverait de l'exploit !

L'étude comparative développée ci-dessous (Chap. 3.2 à 3.6) procède de la même démarche, mais sur un terrain plus grand, qui comprend le plateau de Bure dans sa totalité ainsi que les zones qui le bordent.

- HANTKE (1978) y va aussi de son hypothèse: les vallées de la Haute-Ajoie, ainsi que le passage que s'est créé l'Allaine entre Alle et Delle, correspondraient à des entailles d'écoulements d'eau glaciaire, rendues possibles à travers les calcaires jurassiques supérieurs en raison du pergélisol.

- GRANDGIRARD & BOYER (1992) mettent tout d'abord en exergue le caractère général du karst ajoulot, qui correspond dans les grandes lignes au fluviokarst défini par ROGLIC (1960). Contrairement à l'holokarst (ou "karst vrai", développé sur de grandes épaisseurs d'un calcaire pur et homogène), le fluviokarst est caractérisé par une lithologie contrastée. Le relief est alors déterminé par l'action combinée de l'érosion fluviale (au toit des couches imperméables) et des processus de dissolution karstiques dans les calcaires.

En ce qui concerne leur proposition pour la genèse des vallées sèches de l'Ajoie, force est de constater qu'ils ne s'avancent guère: dans un premier temps, ils préféreraient ne pas prendre position à propos des hypothèses adoptant les conditions périglaciaires comme facteur principal du relief. Dès lors, leur préférence va à l'existence d'un ancien système fluvial, dont le réseau de vallées sèches, fortement hiérarchisé, serait le témoin actuel. La cause de l'enfoncement de ce réseau de surface dans le karst serait soit le déblaiement "d'une couche imperméable superposée au calcaire" – mais laquelle ? est-on en droit de se demander ! – soit un changement du niveau de base, ce dernier phénomène n'excluant pas le premier. Finalement, sans vouloir exclure les autres hypothèses génétiques générales, ils relèvent encore "le rôle important des failles, fissures ou diaclases, qui, en favorisant l'infiltration de l'eau, accélèrent de façon importante le processus de genèse des vallées sèches". En définitive, il semble que, face à la multitude des processus potentiellement mis en

jeu, les auteurs n'ont pas voulu trancher, mais on peut ramener cette opinion à une proposition de genèse pluricausale.

- La dernière étude en date est celle de MONBARON & BOUVIER (1996), qui posent les principales questions liées à la genèse des vallées sèches ajoulotes, plus spécifiquement celle de la Haute-Ajoie, entre Damvant et Porrentruy, et proposent quelques hypothèses qui sous-tendent leur recherche. L'aspect dendritique et bien hiérarchisé du réseau constitué par la vallée sèche de la Haute-Ajoie et ses vallées sèches affluentes pourrait suggérer une genèse par un processus de type normal et non karstique. Le réseau se serait constitué sous des conditions climatiques plus humides, alors que le niveau de base karstique était plus élevé qu'actuellement. Des différences relatives à la morphologie de la vallée sèche de la Haute-Ajoie et à son colmatage alluvial, entre les parties amont et aval, trouveraient quant à elles une explication d'ordre tectonique, par le soulèvement récent de certains compartiments le long d'accidents subméridiens. Les auteurs relèvent enfin la difficulté de dater les événements qu'ils proposent, notamment en l'absence de restes de glaciations, mais leur démarche lance des pistes de recherche intéressantes, même si elle n'aborde pas le facteur climatique (pergélisol), ni l'apparente concordance entre tectonique et réseau de vallées sèches.

3.2 ANALYSE SPATIALE DE LA FRACTURATION DU MASSIF ROCHEUX

L'étude des discontinuités d'un massif rocheux peut être abordée à deux niveaux: à l'échelle kilométrique et à l'échelle métrique (ci-dessous désignée par micro-fracturation). L'information la plus rapidement accessible concernant les grands accidents tectoniques de la région est évidemment présente sur les cartes géologiques, alors que la micro-fracturation nécessite une étude spécifique (relevés dans des carrières, tunnels ou affleurements naturels). Est-il dès lors nécessaire d'investir passablement de temps dans une étude détaillée de la micro-fracturation – dont les résultats devraient, par hypothèse, se conformer aux grands systèmes de failles visibles sur les cartes géologiques – ou l'exploitation des données existantes est-elle suffisante ?

Le but de cette analyse spatiale de la fracturation étant d'établir une éventuelle corrélation – tant qualitative que quantitative – entre l'orientation des vallées

sèches et les discontinuités du plateau calcaire, il est nécessaire de disposer de données qui représentent correctement à la fois les familles de failles et leur fréquence. Les accidents reportés sur les cartes géologiques résultent cependant souvent d'une interprétation. En effet, seule la partie sommitale du horst de Bure, au SW de Delle, présente des décalages entre blocs tectoniques relativement importants et des conditions d'affleurement suffisantes pour le report correct des directions des failles kilométriques. Mais il n'en va pas de même dans le reste du terrain d'étude. A la lecture des différentes cartes, il est en effet évident que certains géologues ont cartographié les failles en partie sur la base du relief. Ainsi certaines failles passent-elles au fond d'une vallée alors qu'aucun décalage affectant les assises calcaires ne permet de le supposer. Dans d'autres cas, certains accidents sont bien visibles localement, mais leur prolongement cartographique se fait à la faveur d'une vallée sèche voisine. De plus, un certain nombre de failles reste caché sous la couverture quaternaire ou n'est tout simplement pas identifiable (cas des décrochements à rejets purement horizontaux, dans un contexte tabulaire).

Comparer la répartition spatiale des grandes failles tectoniques avec celle des vallées sèches reviendrait donc – en partie du moins – à définir dans quelle mesure le critère morphologique a été utilisé par les géologues lors de la cartographie ! Afin d'éviter ce raisonnement circulaire, une étude de la micro-fracturation est par conséquent indispensable. L'acquisition de ces données permettra en outre d'établir le lien entre micro- et macro-fractures. Accessoirement, sur la base des relations spatiales qui seront mises en évidence entre les fractures (micro et macro) et les vallées sèches, il sera possible de proposer dans quelle mesure la morphologie peut effectivement être utilisée par les géologues lors du levé cartographique des accidents tectoniques.

3.2.1 Macro-fracturation

Les failles kilométriques présentes en Ajoie se répartissent en trois familles subverticales déjà mentionnées précédemment (Chap. 2.2.1): F I: $N005^\circ \pm 5$, F II: $N145^\circ \pm 5$ et F III: $N050^\circ \pm 10$. Elles sont notées avec des chiffres romains pour les distinguer des micro-fractures (chiffres arabes). La carte tectonique de l'Ajoie (Fig. 2.3) montre la prédominance des accidents subméridiens FI, alors que les accidents rapportés à FII et FIII sont moins nombreux et localisés aux abords de l'Allaine, entre Porrentruy et Delle. A noter encore

la présence localisée, entre Chevenez et Bressaucourt au S de la vallée sèche de la Haute-Ajoie, de quelques grands accidents de direction $N070^\circ \pm 5$ (FIV).

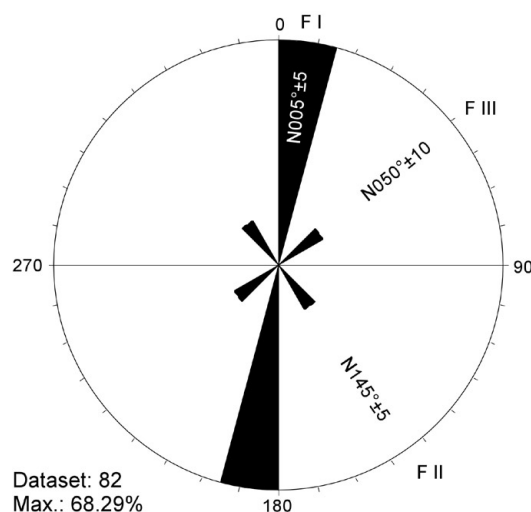


Fig. 3.1 Rosace des directions et fréquence des failles kilométriques du plateau de Bure (à l'W de l'Allaine), telles qu'elles apparaissent sur la carte tectonique compilée (Fig. 2.3) (1 donnée = 1.3 km).

Bien que la cartographie de ces accidents résulte souvent d'une interprétation géologique, comme mentionné ci-dessus, il est quand même intéressant d'en connaître la fréquence relative. Afin de limiter au maximum ce facteur interprétatif, l'étude statistique de la répartition des accidents kilométriques ne porte que sur le plateau de Bure, à l'W de l'Allaine. C'est en effet là que les assises calcaires affleurent le mieux, et que l'interprétation géologique y est par conséquent moindre. Les données proviennent des esquisses tectoniques des feuilles St-Ursanne (DIEBOLD et al. 1963), Bonfol (LINIGER 1969) et Delle (CHAUVE 1985) qui sont à la base de la carte tectonique de l'Ajoie (Fig. 2.3). Les failles ont été subdivisées en tronçons d'égale longueur et les directions de ces tronçons ont été introduits dans le logiciel TectonicsFP 1.6.01, puis représentés sous forme de rosace (Fig. 3.1). Il en ressort que, sur le plateau de Bure, les accidents subméridiens totalisent près de 70% des failles kilométriques et que FII et FIII, avec respectivement 15% chacun, se partagent les 30% restants.

3.2.2 Micro-fracturation

3.2.2.1 Méthode et stations de mesures

Les discontinuités du massif rocheux peuvent être caractérisées par leur orientation, leur fréquence, leur persistance, leur ouverture – et éventuellement le type de remplissage – ainsi que le déplacement d'un compartiment par rapport à l'autre. La figure 3.2 illustre ces caractéristiques ainsi que leurs variations.

L'**orientation** des fractures a été mesurée à l'aide d'une boussole, en relevant systématiquement l'azimut et le pendage des plans de failles sur le terrain. Dans la plupart des cas, la valeur du pendage est supérieure à 70° (fractures subverticales) et il est dès lors plus simple de caractériser les accidents par leur orientation uniquement. On utilise pour ce faire une nomenclature par rapport au N sur 180° d'arc, en précisant la dispersion angulaire s'il s'agit d'une moyenne se rapportant à une famille de failles. F4: $N070^\circ \pm 5$ indique par exemple une famille de failles subverticales orientées ENE-WSW avec une faible dispersion angulaire de 10° . La représentation graphique la plus appropriée est celle de diagrammes en rose, plus simplement appelés rosaces, construites à l'aide du logiciel TectonicsFP 1.6.01. Toutes les rosaces présentées dans ce travail sont construites sur une répartition des accidents tectoniques par classes de 15° . Cette valeur s'est en effet avérée la mieux adaptée, ceci sur la base de nombreux essais (Fig. 3.3). Toutefois, certaines interprétations, comme le regroupement des accidents en famille ou leur attribution à l'une ou l'autre des familles de failles, ont été réalisées sur la base d'une analyse plus fine, par classes de 10° , 5° ou 1° . Ces rosaces ne sont pas présentées par souci d'homogénéité.

La **fréquence** des fractures est assurément le paramètre le plus difficile à obtenir. Une condition essentielle est de mesurer les fractures le long de deux lignes perpendiculaires l'une par rapport à l'autre, afin d'éliminer l'effet d'orientation de l'affleurement et d'obtenir une représentation réelle et non apparente de la densité des fissures (Fig. 3.4). La fréquence relative des familles de failles est traduite sur les rosaces par la longueur des tronçons représentés en noir et la valeur de l'intervalle de classe maximal est indiquée en pourcentage.

KIRALY (1969) a élaboré une méthode de mesure et de traitement statistique des discontinuités qu'il a appliquée en Ajoie notamment. Cette méthode n'a tou-

tefois pas été utilisée dans le cadre de la présente étude pour les raisons suivantes:

- compilation de données anciennes ou provenant de stations de mesures unidirectionnelles (tunnels).
- forte variation de la fréquence relative des systèmes de failles, et ceci sur des distances très faibles (de l'ordre de la centaine de mètres !). Ceci implique que, pour prendre en compte le facteur fréquence, il faut avoir un réseau de stations de mesures très dense, ce qui n'est pas réalisable à l'échelle de la présente étude.
- difficulté d'intégrer statistiquement les grands accidents kilométriques qui sont visibles à l'échelle de la carte géologique mais pas à l'affleurement, et dont le rôle géomorphologique doit, par hypothèse, être important.

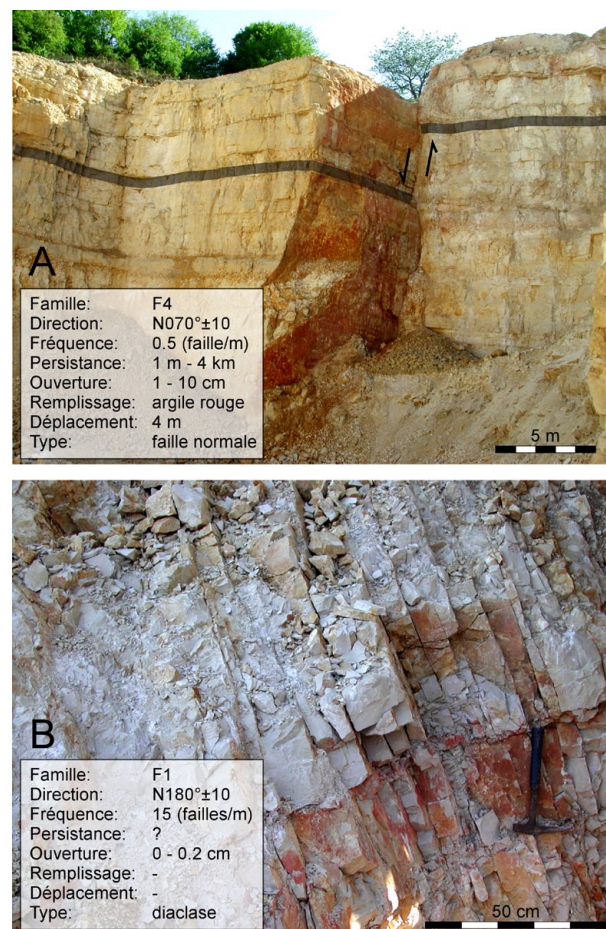


Fig. 3.2 Exemples de fracturation à la carrière de Courtedoux, Combe Varu (A / F4) et sur le plateau de Bure à Fahy (B / F1). La stratification, soulignée en A, est également subhorizontale en B, mais quasiment invisible.

La **persistance** (longueur) des fractures n'a pas été prise en considération, les stations de mesures ne permettant le plus souvent pas d'observer cette caractéristique. Il faut en effet pouvoir disposer d'une dalle structurale sur laquelle on peut suivre les accidents qui recoupent la stratification. De plus, les dalles à traces de dinosaures de Courtedoux ont montré qu'au sein d'une même famille de fractures, la persistance varie considérablement !

L'**ouverture** (espace entre les deux compartiments séparés par la fracture) des fractures n'a pas non plus été relevée, ni le **déplacement**, le plus souvent nul ou impossible à déterminer.

En définitive, la représentation graphique de la fracturation par des rosaces est la plus appropriée puisque orientation et fréquence des fractures y sont repré-

sentées, ces deux paramètres pouvant être directement comparés au réseau de vallées sèches caractérisé également sous cet angle (Chap. 3.3 et 3.4).

Les 20 stations de mesures sont localisées sur le plateau de Bure (stations 1 à 14) ainsi que dans la zone bordière au S de Porrentruy (stations 15 à 20) (Fig. 3.5 et Tab. 3.1). Il s'agit principalement de carrières – anciennes ou toujours en activité –, d'affleurements mis au jour par les travaux autoroutiers, de tunnels A16 ou encore, plus rarement, d'affleurements naturels. Les mesures proviennent d'une étude de la fracturation du plateau de Bure (MFR 1993), de relevés de la fracturation dans les galeries des tunnels A16 (données transmises par le bureau MFR), d'études hydrogéologiques (KIRALY et al. 1971) et géomorphologiques (SIMÉONI & JAMIER 1975) ainsi que de nouvelles mesures complémentaires réalisées entre 1998 et 2003 dans le cadre

Fig. 3.3 Traitement statistique des fractures selon différents intervalles de classes. Exemple à partir des données de Courtedoux, Les Combes (en haut, station 3) et de Chevenez, Combe Varu (en bas, station 15). La répartition par classes de 15° permet généralement la meilleure représentation graphique des familles de failles.

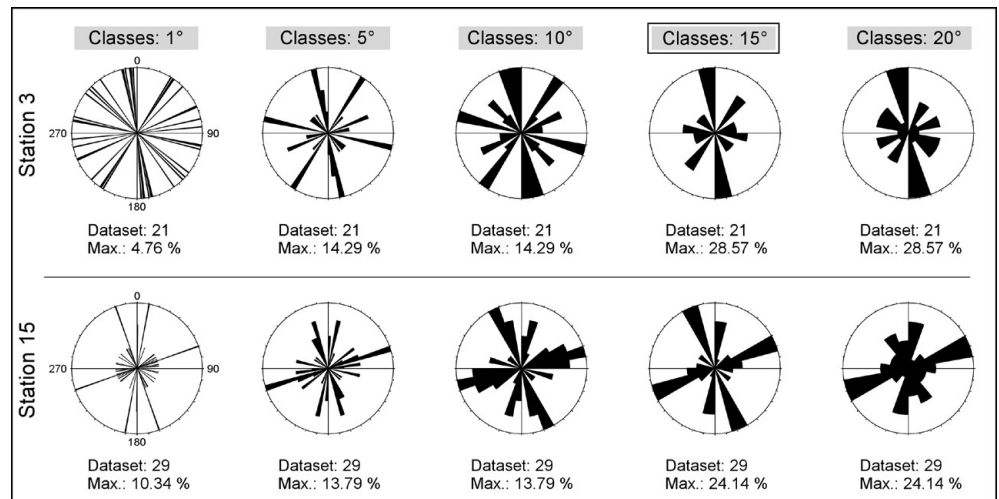
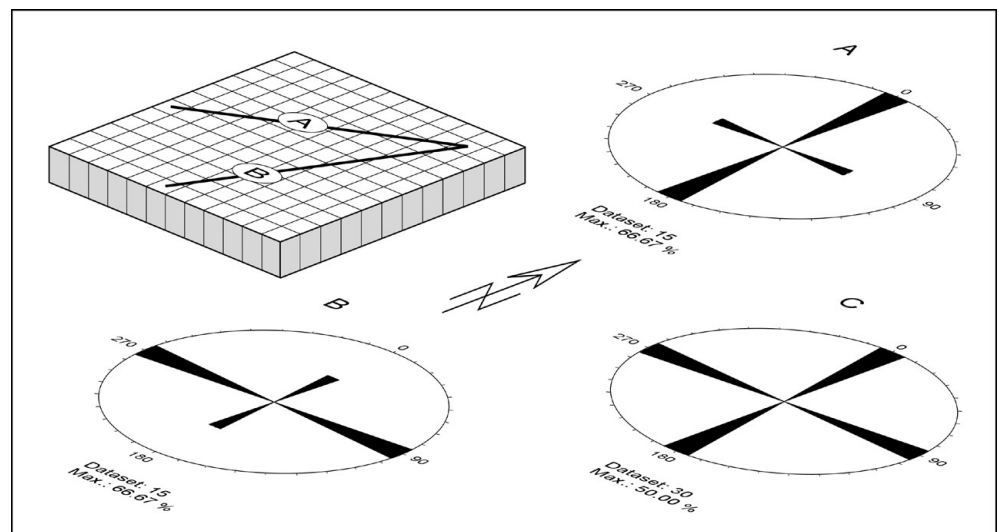


Fig. 3.4 Distribution apparente des fractures d'un massif rocheux traversé par un réseau de fracturation orthogonal homogène pour deux lignes de relevé A et B, et moyenne des deux lignes montrant la distribution effective (C).



de ce travail. Au total, ce sont environ 2000 éléments plans qui ont été mesurés et introduits dans une base de données.

La numérotation des familles de failles (F1 à F5) mises en évidence sur la dalle de Courtedoux, Sur Combe Ronde (station 1) sera reprise pour les 19 autres stations de mesures. En effet, cette station est d'une part représentative de la fracturation sur le plateau de Bure et présente d'autre part les meilleures conditions d'observation. La numérotation choisie correspond donc à une classification d'ordre plutôt génétique que quantitative ! D'autre part, l'étude détaillée qui y a été menée conduit à une nouvelle interprétation des données brutes de la fracturation déjà existantes sur le plateau de Bure, principalement celles provenant de l'étude MFR 1993.

3.2.2.2 *Fracturation de la dalle de Courtedoux, Sur Combe Ronde (station 1)*

La dalle à traces de dinosaures – méticuleusement nettoyée en 2002 par les membres de la Section de paléontologie de l'Office de la culture du canton du Jura (MARTY et al. 2003) – offre la possibilité d'étudier dans le détail la fracturation qui affecte les assises calcaires du plateau de Bure (Planche 4). C'est une chance que d'avoir à disposition une aussi grande surface et cette dalle – sur laquelle toutes les familles de failles mises en évidence à l'échelle de l'Ajoie sont présentes – servira de site de référence pour les 19 autres stations de mesures.

D'autre part, la confrontation entre les données observées sur la dalle calcaire et les résultats d'études

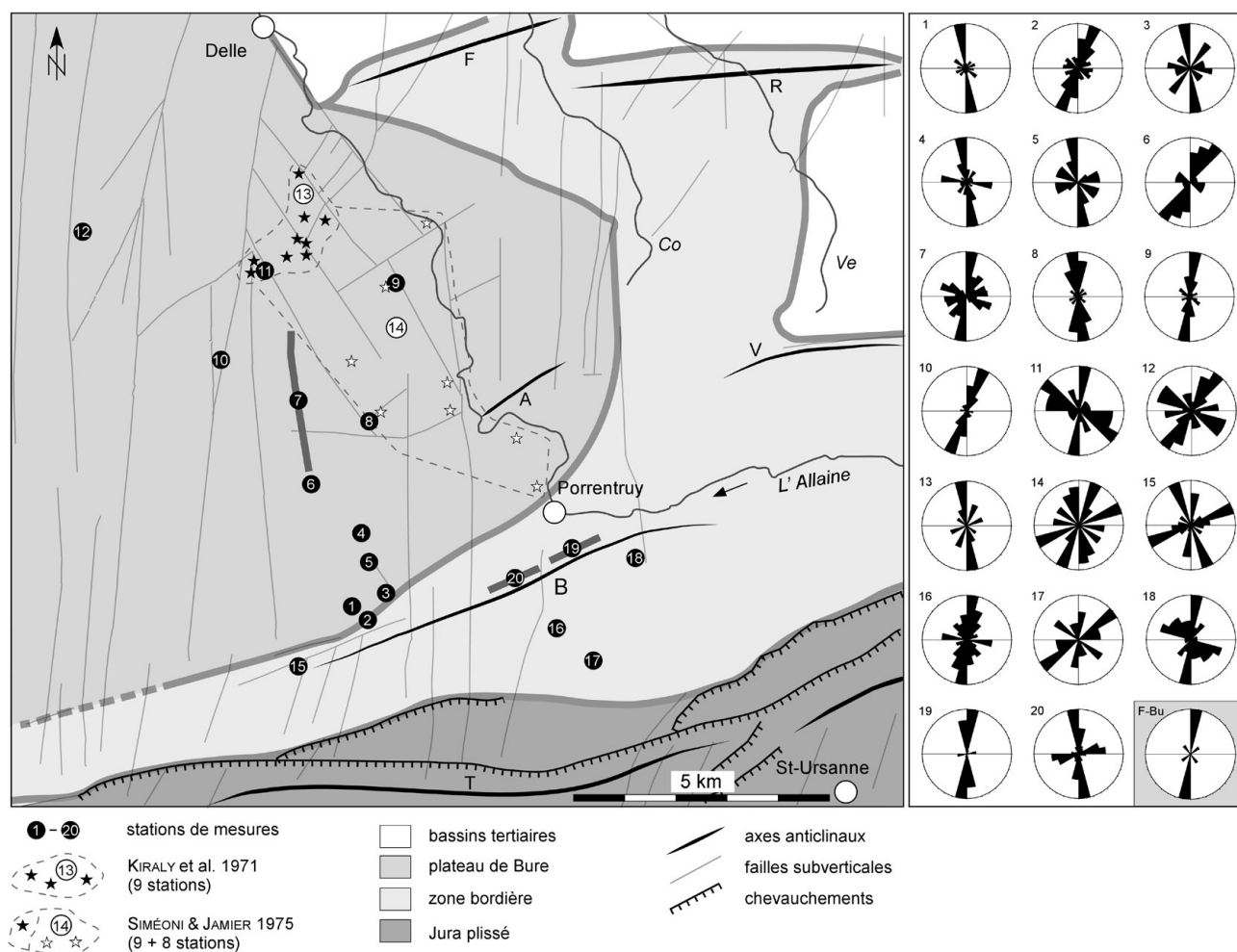


Fig. 3.5 Répartition des stations de mesures tectoniques sur le plateau de Bure et dans la zone bordière. Les stations 7, 19 et 20 correspondent aux tunnels A16 de Bure, de la Perche et du Banné. A droite: rosaces de la fracturation pour chaque station (1-20) et pour les failles kilométriques du plateau de Bure (F-Bu). Abréviations, voir Fig. 2.3.

Stations	Commune	Lieu-dit	Coordonnées	Comp. morph.	Remarques
1	Courtedoux	Sur Combe Ronde	568 900 / 250 000	Bu VI	Dalle à traces de dinosaures
2	Courtedoux	Parking virage Creugenat	569 140 / 249 720	Bu VI	Données: ce travail + MFR 1993
3	Courtedoux	Les Combes	569 600 / 250 220	Bu VI	Données: MFR 1993
4	Courtedoux	Sylleux	569 000 / 251 530	Bu VI	Doline à remplissage pléistocène supérieur
5	Courtedoux	Piste Sylleux	569 300 / 250 900	Bu VI	Piste de chantier N16
6	Courtedoux	Combe di Pouche	568 000 / 252 500	Bu VI	Portail sud tunnel de Bure (données MFR)
7	Bure	Tunnel A16 de Bure	568 000 / 252 500 567 560 / 255 360	Bu VIII	Galerie de reconnaissance de Bure (données MFR)
8	Bure	Champs du Blé	569 300 / 253 760	Bu IV	Données: MFR 1993
9	Courtemaîche	Carrière Sur Montni	569 700 / 256 600	Bu IV	Données: MFR 1993
10	Bure	Combe des Pierres	566 100 / 255 000	Bu VIII	Données: MFR 1993
11	Bure	Les Combalats (doline)	567 040 / 256 800	Bu III	Données: MFR 1993
12	St Dizier (F)	Carrière	563 500 / 257 580	Bu I	Données: MFR 1993
13	Buix	Le Maira	-	Bu III	Données: Kiraly et al. 1971 (9 stations)
14	de Buix à Porrentruy	-	-	Bu III - IV - V	Données: Siméoni & Jamier 1975 (17 stations)
15	Chevenez	Carrière Combe Varu	567 800 / 248 900	zb I	-
16	Fontenais	Carrière Cimetière	573 020 / 249 550	zb III	-
17	Fontenais	Cairfatas	573 750 / 248 930	zb III	-
18	Courgenay	Carrière Noires Terres	574 600 / 251 000	zb II	-
19	Porrentruy	Tunnel A16 de la Perche	572 950 / 251 050 573 700 / 251 550	zb II	Tunnel de la Perche (données MFR)
20	Porrentruy	Tunnel A16 du Banné	571 800 / 250 500 572 700 / 251 000	zb II	Tunnel du Banné (données MFR)

Tab. 3.1 Inventaire et localisation des stations de mesures de la fracturation.

structurales bien documentées à caractère régional a permis de proposer une reconstitution de l'évolution tectonique de l'Ajoie pour le Cénozoïque (BRAILLARD 2003a).

Description

La dalle calcaire de Sur Combe Ronde montre un pendage subhorizontal ($350^{\circ} \pm 20 / 02^{\circ} \pm 1$) et est parcourue par un réseau dense de fractures subverticales (pendages entre 80° et 90°) qui forment cinq familles bien individualisées (Fig. 3.6). La plus importante est orientée N-S (F1: $N170^{\circ} \pm 10$). Deux accidents particulièrement marqués de cette famille découpent la dalle en trois grands compartiments dont les deux blocs latéraux se sont légèrement affaissés par rapport au bloc central (Fig. 3.7). Ce décalage est particulièrement visible dans la partie N de la dalle où il atteint une vingtaine de centimètres et s'amortit en direction du S par l'intermédiaire de petits blocs affaissés "en gradins".

La deuxième famille de fractures, d'orientation NW-SE (F2: $N130^{\circ} \pm 5$), est nettement moins fréquente que F1 mais demeure qualitativement importante puisqu'elle comprend une faille particulièrement marquée qui traverse toute la dalle dans sa partie E.

Des fentes en échelons associées à ces deux familles de failles indiquent un mouvement décrochant, sénestre pour F1 et dextre pour F2. Des stries horizontales observées sur un miroir de faille de F1 indiquent également un rejet latéral; dans ce dernier cas, le sens de déplacement n'a toutefois pas pu être établi.

Les diaclases des familles F3 ($N030^{\circ} \pm 5$), F4 ($N070^{\circ} \pm 5$) et F5 ($N100^{\circ} \pm 5$) sont moins fréquentes et ne montrent pas de déplacement relatif d'un compartiment par rapport à l'autre. Précisons encore que la grande cicatrice qui traverse la dalle d'E en W ne correspond vraisemblablement pas à un seul accident mais à une série de petites fractures des familles F3 et F5 qui se relaient latéralement par l'intermédiaire de stylolithes agrandis par dissolution. Ces derniers sont très fréquents sur la dalle et indiquent effectivement une compression N-S subhorizontale (direction des pics stylolithiques: $N170^{\circ} \pm 10$).

Interprétation de l'évolution tectonique durant le Cénozoïque

Bien que les pics stylolithiques montrent tous la même direction, le réseau de fracturation observé peut difficilement s'expliquer par l'application d'un seul champ de contraintes, c'est-à-dire en une seule phase

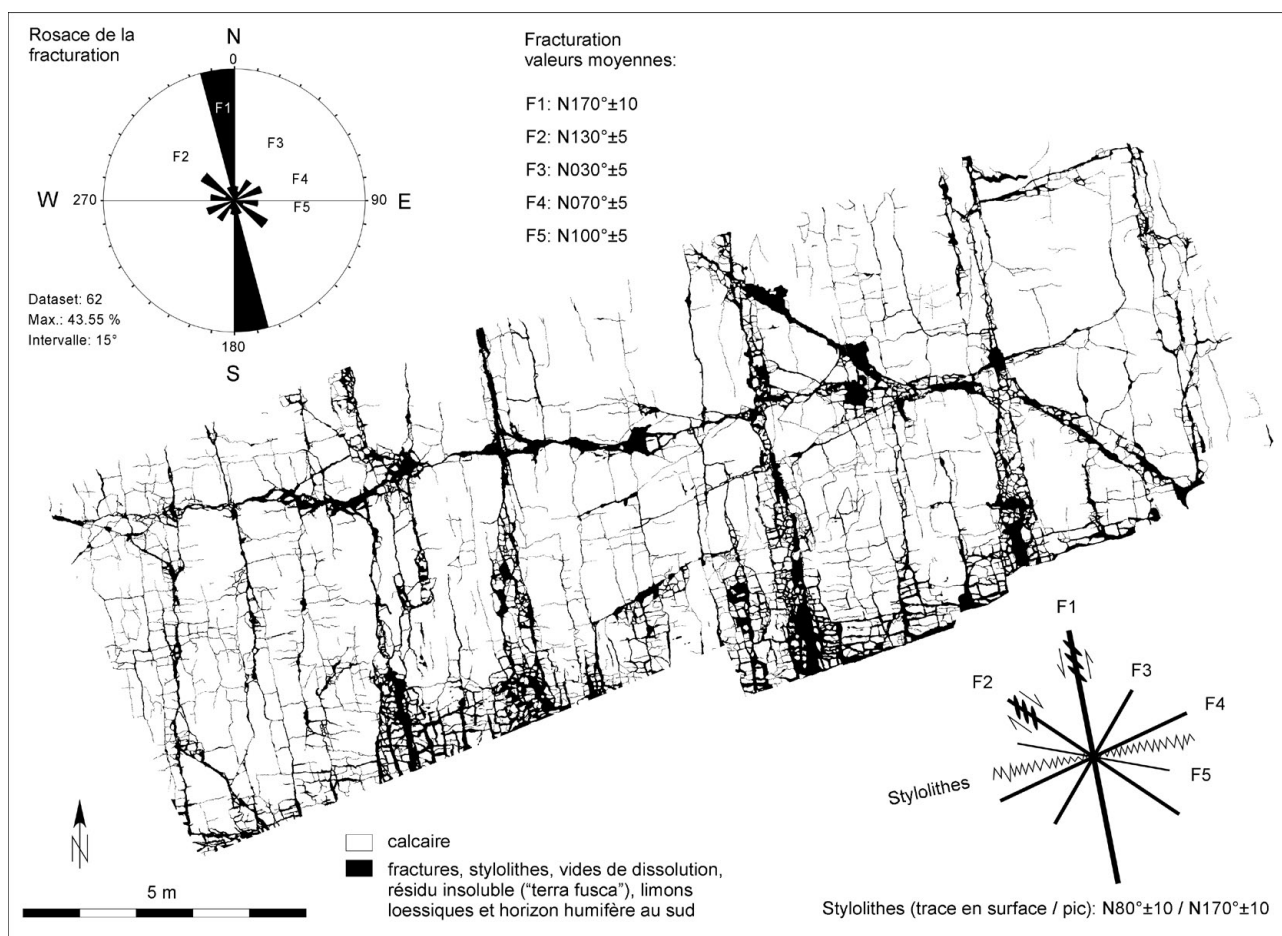


Fig. 3.6 Vision en plan de la fracturation de la dalle calcaire de Courtedoux, Sur Combe Ronde. En haut à gauche, traitement statistique des directions de la fracturation; en bas à droite, schéma synthétique avec les rejets observés

de déformation (Fig. 3.8). Par ailleurs, deux générations de remplissages calcitiques, observés sur une faille subméridienne de la famille F1, semblent indiquer qu'au moins deux phases tectoniques distinctes ont créé le réseau de fracturation. Lors d'un premier épisode compressif N-S, des fentes de tension (F1) semblent s'être développées ainsi que deux systèmes décrochants conjugués (F2 et F3) (Fig. 3.9). Cette préstructuration du massif calcaire a ensuite vraisemblablement été reprise lors d'épisode(s) compressif(s) ultérieur(s) durant le(s)quel(s) ces failles de tension (F1) ont joué selon un mouvement coulissant (décrochements). Le léger basculement observé le long des deux accidents subméridiens semble quant à lui traduire un régime extensif E-W, mais de faible amplitude.

Il serait hasardeux de vouloir préciser les différents champs de contraintes et la chronologie de ces phases de déformation sur la base des seules obser-

ventions effectuées à Sur Combe Ronde. En effet, la vision en plan, les faibles rejets observés ainsi que les

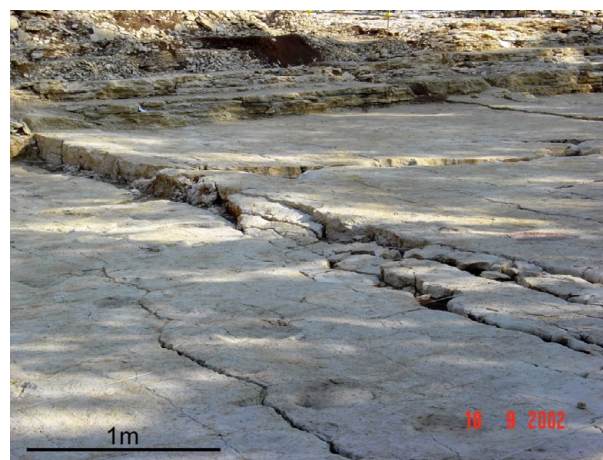
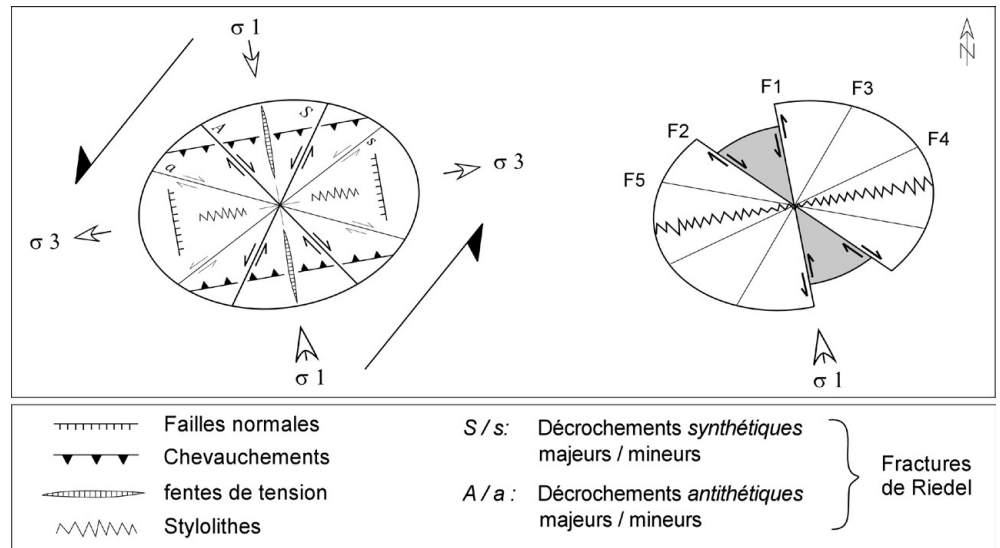


Fig. 3.7 Rejet vertical le long d'une faille de la famille F1. Vue en direction du NE.

Fig. 3.8 Ellipse de déformation théorique résultant d'un cisaillement horizontal sénestre (modifié d'après McClay, 1987) et déformation observée à Courtedoux, Sur Combe Ronde. On remarque que la famille principale F1, qui joue en décrochement sénestre, est aberrante par rapport au champ de contraintes donné par l'orientation des pics stylolithiques ($s1: N170^\circ \pm 10^\circ$). Les fractures F1 correspondent probablement à des fentes de tension engendrées lors d'un premier épisode compressif N-S et seraient reprises ultérieurement en décrochements.



très rares indicateurs du déplacement (fentes en échelons, stries...) ne s'y prêtent pas. Toutefois, force est de constater que la fracturation observée sur la dalle s'intègre très bien dans l'évolution structurale de la région (BERGERAT 1987; VILLEMIN & BERGERAT 1987; LARROQUE & LAURENT 1988). Ces études microtectoniques réalisées à l'échelle régionale (S du Fossé rhénan et zone transformante Rhin-Bresse) ont mis en évidence, durant le Tertiaire, quatre épisodes tectoniques cassants qui s'inscrivent dans un contexte de cisaillement régional sénestre:

- Compression N-S à l'Eocène supérieur, qui engendre des décrochements conjugués de direction NNE et NNW, ainsi que des fentes de tension N-S subverticales.

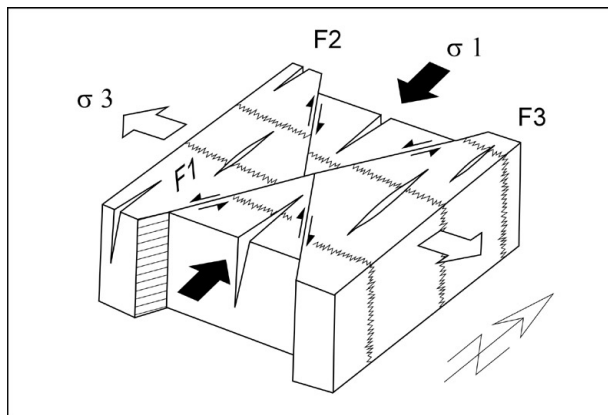


Fig. 3.9 Bloc diagramme synthétique représentant la phase compressive N-S durant l'Eocène.

- Régime extensif E-W à l'Oligocène dans le Fossé rhénan, mais toujours compressif N-S dans la zone transformante Rhin-Bresse.

- Compression NE-SW au Miocène inférieur, qui fait rejouer les accidents subméridiens (éocènes) de façon dextre. (A noter que LARROQUE & LAURENT (1988) indiquent, pour le Miocène inférieur, une compression N-S).

- Compression NW-SE dès le Miocène supérieur, soit lors du plissement jurassien, qui fait fonctionner jusqu'à l'actuel un système de décrochements conjugués N-S sénestres et WNW-ESE dextres.

Sur la base de ces résultats, l'évolution tectonique suivante est proposée pour expliquer la fracturation de la dalle de Sur Combe Ronde (Fig. 3.10):

A) Durant l'Eocène supérieur, la première phase compressive N-S crée les fentes de tension d'orientation subméridienne (F1), ainsi que les familles conjuguées F2 et F3 correspondant à des décrochements dextres, respectivement sénestres.

B) A l'Oligocène, la phase d'extension E-W liée à l'ouverture du Fossé rhénan provoque de légers basculements le long des fissures de tension F1 qui rejouent alors en failles normales. Cette phase de déformation n'a laissé que peu de traces sur la dalle en raison de la position géographique de l'Ajoie qui se situe à cheval entre la terminaison orientale de la zone transformante Rhin-Bresse (régime compressif) et le S du Fossé rhénan (régime extensif E-W).

C) Au Miocène inférieur, durant un second épisode compressif NE-SW, la fracturation F4 (décrochements sénestres) est créée, alors que les fentes de tension (F1) rejouent en coulisements dextres. F3 rejoue peut-être alors en fentes de tension. Une famille de pics stylolithiques subhorizontaux de direction $N030^\circ \pm 10$, observés sur le plateau de Bure (SIMÉONI & JAMIER 1975), correspond probablement à cette seconde phase compressive.

D) Finalement, lors du plissement jurassien qui débute au Miocène supérieur, les fentes de tension (F1) qui ont déjà joué à trois reprises sont une nouvelle fois exploitées: elles fonctionnent alors suivant un jeu décrochant sénestre lors d'une phase finale compressive NW-SE. C'est probablement seulement à cette période qu'apparaît la fracturation F5 que l'on peut rapporter à un système décrochant dextre conjugué avec F1. Durant cette période, F2 rejoue peut-être en fentes de tension.

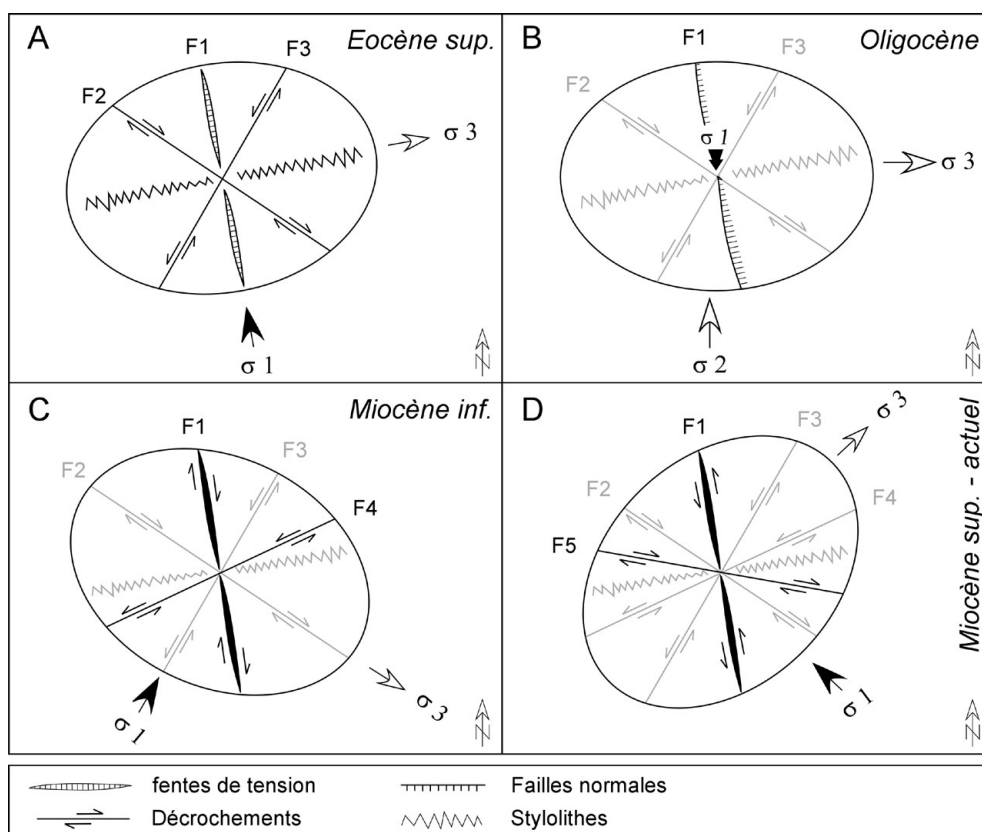
Cette évolution est basée sur la confrontation entre les données observées sur la dalle calcaire et les résultats d'études structurales bien documentées à caractère régional. Il s'agit là d'une proposition qui n'a pas la pré-

tention d'être péremptoire. Toutefois, elle explique de façon satisfaisante la prédominance des accidents N-S par le fait qu'ils auraient fonctionné lors de chacun des quatre épisodes tectoniques, mais selon des modalités différentes (F1: 4x, F2 et F3: 2x, F4 et F5: 1x).

La chronologie des différentes phases proposées est toutefois à considérer avec prudence, dans la mesure où certaines divergences apparaissent dans l'interprétation des études tectoniques régionales. LACOMBE et al. (1993) proposent notamment une extension E-W généralisée à l'Oligocène, autant dans le Fossé rhénan que dans la zone transformante Rhin-Bresse. Durant cette phase, des accidents décrochants sénestres auraient été induits dans la zone transformante par la réactivation de failles de socle WSW-ENE. Selon cette interprétation, la famille F4 pourrait ainsi dater de l'Oligocène déjà.

Finalement, il faut encore souligner que nous ne pouvons pas exclure l'éventualité d'une fracturation précoce, antérieure à l'Eocène supérieur, et pour cause: les événements qui ont conduit à la lacune stratigraphique du Crétacé et du Paléocène – fussent-ils tectoniques – se sont chargés d'en oblitérer toute trace !

Fig. 3.10 Développement et type de fracturation de la dalle de Courtedoux, Sur Combe Ronde en fonction de l'évolution des champs de contrainte depuis l'Eocène (A) jusqu'à aujourd'hui (D). En B, la contrainte principale est verticale, correspondant à l'extension oligocène E-W. Les familles représentées en grisé sont peu ou pas impliquées.



3.2.2.3 Stations de mesures 2 à 20

Le pendage des fractures ainsi que celui de la stratification ne sera plus abordé ci-dessous par souci de simplification. En effet, le premier est subvertical (80° - 90°) pour plus de 90% des fractures et le second est toujours subhorizontal (0° - 20°). Les rosaces détaillées des 20 stations de mesures sont présentées sur la figure 3.11.

Station 2

La grande différence dans l'orientation mais surtout dans la densité des fractures entre la station 1 et le site du "parking" du Creugenat, telle qu'elle apparaissait sur la base des études de MFR (1993) et KOHLER et al. (2001), demandait une vérification sur le terrain. Une nouvelle série de mesures additionnée aux données de 1993 livre une rosace des directions certes bien différent de la dalle de Sur Combe Ronde en ce qui concerne les fréquences, mais où les 5 familles sont présentes avec toutefois F1 ($N160^{\circ}\pm 10^{\circ}$) et F3 ($N020^{\circ}\pm 10^{\circ}$) légèrement décalées dans le sens anti-horaire. L'écrasante majorité des accidents F3 résulte probablement en partie de l'orientation E-W de l'affleurement mais pourrait aussi être liée à sa position, en bordure d'un bloc tectonique et dans le prolongement exact d'une faille kilométrique de direction $N010^{\circ}$.

Station 3

L'image de la fracturation au lieu-dit Les Combes est très proche de celle de Sur Combe Ronde avec les cinq familles présentes et les accidents subméridiens qui sont dominants. On note toutefois une plus grande dispersion des valeurs pour F2 et F4.

Station 4

La fracturation relevée sur le substratum calcaire de la doline du Sylleux est dominée par des accidents subméridiens de la famille F1 et E-W de la famille F5. F3 est relativement bien marquée mais F2 et F4 très peu.

Station 5

700 mètres au SE de la doline du Sylleux, l'aménagement d'une piste de chantier a mis au jour un nouvel affleurement où, une fois de plus, les fractures subméridiennes de F1 sont majoritaires. Deux autres familles rattachées à F2 et F4 ressortent clairement alors que F3 et F5 n'ont pas été observées.

Station 6

Les fractures relevées au portail S du tunnel A16 de Bure se répartissent en deux familles assez mal définies que l'on peut rattacher à F3 pour la principale et peut-être à F2 pour la seconde. Certaines fractures oscillant autour de la valeur $N005^{\circ}$ pourraient être rattachées à F1, ainsi que d'autres, encore moins fréquentes, à F5.

Station 7

Les valeurs provenant du tunnel de Bure ont été déterminées par construction géométrique à partir des discontinuités marquées à la surface de la galerie de reconnaissance (tunnelier). Ce sont des structures visibles "en grand" et non pas des mesures de micro-fissures. L'image qui en découle est étonnante dans la mesure où elle diverge passablement des stations de mesures plus méridionales, notamment du portail S de ce même tunnel ! Les discontinuités les plus nombreuses pourraient être rattachées à F1 ($N010^{\circ}\pm 5^{\circ}$); cette forte densité est toutefois étonnante dans la mesure où la direction de cette famille est sub-parallèle à l'axe de la galerie de reconnaissance ! Viennent ensuite des fractures dont l'orientation moyenne ($N120^{\circ}\pm 10^{\circ}$) les rattache vraisemblablement à F2 plutôt qu'à F5, cette dernière famille comportant de rares accidents situés aux environs de $N090^{\circ}\pm 5^{\circ}$. Finalement les discontinuités restantes s'agencent en deux familles correspondant à F2 et F3.

Station 8

Cette station située à un peu plus d'un kilomètre à l'E du tunnel de Bure livre une rosace de la fracturation très proche de celle de la dalle de Sur Combe Ronde. Seule F5 n'est que très peu représentée.

Station 9

Seules trois familles sont présentes à la carrière Sur Montni de Courtemaître: F1 qui est assez dispersée ($N180^{\circ}\pm 15^{\circ}$), F2 et F4.

Station 10

La fracturation relevée à la Combe des Pierres est fortement anisotrope avec près de 40% des fractures qui se rattachent à F3. Les familles F5 et F1 sont également présentes ainsi qu'un petit nombre de fissures qui oscillent autour de $N140^{\circ}\pm 10^{\circ}$ et qui peuvent être rattachées à F2.

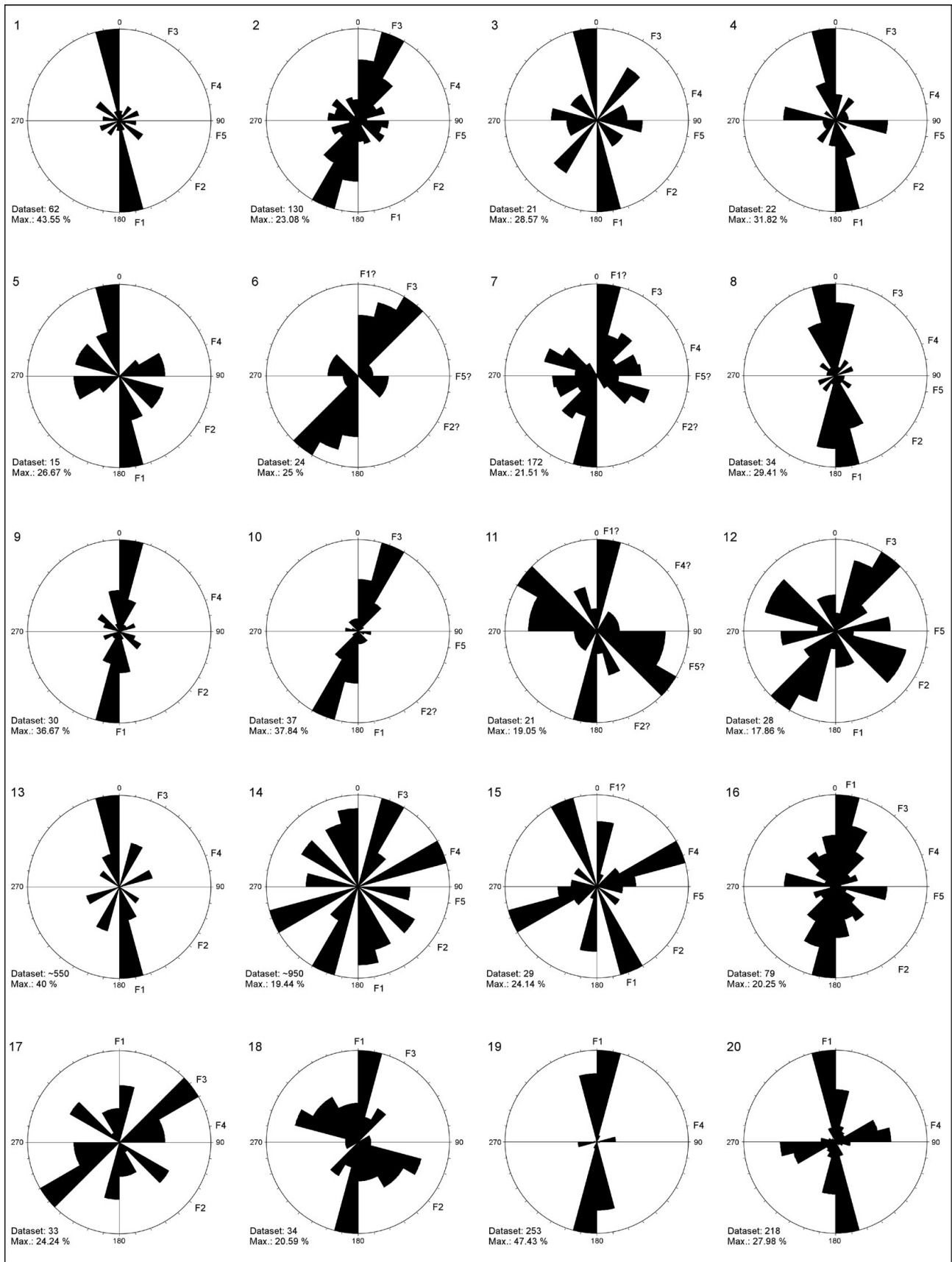


Fig. 3.11 Rosaces des directions et fréquences de la fracturation des 20 stations de mesures (1 à 14: plateau de Bure; 15 à 20: zone bordière). Regroupement des données par intervalles de 15°. Pour chaque diagramme, les différentes familles de failles sont indiquées selon la numérotation mise en place sur le site de Courtedoux, Sur Combe Ronde (station 1). Situation: voir Fig. 3.5 et Tab. 3.1.

Station 11

Les discontinuités qui affectent cette station sont relativement bien réparties dans l'espace, ce qui rend délicat le regroupement en familles. Il semble que quatre familles, éventuellement rattachables à F1, F2, F4 et F5 sont présentes.

Station 12

Située au NW du plateau de Bure, sur le territoire français, cette station livre une rosace de la fracturation où dominent les familles conjuguées F2 et F3 alors que les discontinuités F1 sont peu représentées, tout comme F5 qui se rapproche d'une direction N090°.

Station 13

Cette "station" représente en fait une moyenne réalisée à partir d'environ 550 mesures réparties sur neuf stations situées dans la région du Maira (KIRALY et al. 1971). Cette moyenne résulte d'un traitement statistique élaboré par KIRALY (1969), qui est censé donner une image correcte de la fréquence de chaque famille de failles. Les données brutes n'étant pas fournies dans l'étude mentionnée, elles ont été en quelque sorte reconstituées sur la base des valeurs moyennes de chaque famille en tenant compte de leur fréquence respective.

La rosace qui en résulte diffère légèrement de l'interprétation donnée par KIRALY et al. (1971), et montre quatre familles bien distinctes, dominées par F1 qui représente 40% des discontinuités de la région (les fractures de direction moyenne N155°, qui forment le groupe III de KIRALY et al., sont vraisemblablement à rattacher à F1). Les trois autres familles (F2, F3 et F4) ont presque exactement les mêmes directions que sur la dalle de Courtedoux, Sur Combe Ronde, ceci en prenant la valeur moyenne N124° pour le groupe V de KIRALY et al. (comparer à ce sujet les figures 4 et 5 de l'étude mentionnée avec l'étude de SIMÉONI & JAMIER (1975) où toute référence à une famille de direction N112° a disparu).

La similitude des images de la fracturation livrée par cette étude basée sur un grand nombre de mesures avec celle de la dalle de Sur Combe Ronde conforte l'idée que cette dernière est représentative de la fracturation sur le plateau de Bure et peut être utilisée comme site de référence.

Station 14

Tout comme pour la station 13, il s'agit là d'une moyenne réalisée à partir d'un grand nombre de mesures provenant de 17 stations situées sur le plateau de Bure entre le Maira et Porrentruy (SIMÉONI & JAMIER 1975). Le nombre total de mesures doit avoisiner 950 (550 mesures provenant de l'étude de KIRALY et al. (1971) et environ 400 mesures pour les huit nouvelles stations). Le regroupement en sept familles proposé initialement peut vraisemblablement être ramené à cinq, ceci en groupant les familles III et IV ainsi que V et VI de l'étude mentionnée. La rosace qui en résulte montre trois familles principales F1 (N170°±10), F3 (N025°±5) et F4 (N070°±5), auxquelles s'ajoutent F2 (N125°±5) et F5 (N100°±5) dont les fractures sont moins nombreuses.

Station 15

La carrière de la Combe Varu montre un système de fractures dominé par deux familles orthogonales que l'on peut rattacher à F1 et F4. La deuxième famille N-S est vraisemblablement aussi à rattacher à F1 et quelques discontinuités sont attribuées à F2 et F5. La famille F3 est absente.

Station 16

L'ancienne carrière – aujourd'hui en voie de comblement – située derrière le cimetière de Fontenais est parcourue par des discontinuités essentiellement sub-méridiennes de la famille F1. En plus faible quantité sont présentes des fractures de F5, F2, F3 et F4.

Station 17

Cette ancienne carrière recyclée en déchetterie présente des discontinuités très bien marquées correspondant à deux familles d'accidents conjugués (F2 et F3) auxquels sont associées de probables fentes de tensions (F1). Quelques fractures se rattachent à F4. Fait étonnant, cette station de mesures de la zone bordière livre une famille de micro-fractures (F3: N055°±5) correspondant à des accidents kilométriques bien marqués sur le plateau de Bure (FIII: N055°±5). Cet intervalle directionnel est généralement libre de micro-fractures.

Station 18

Les familles F1 et F2 dominent dans la carrière des Noires Terres. A noter que F2 présente une assez

grande dispersion angulaire ($N130^\circ \pm 20^\circ$). Quelques fissures se rattachent à F3.

Station 19

Les valeurs provenant du tunnel de la Perche ont été déterminées par construction géométrique à partir des levés de fronts de taille et de parements (creusement à l'explosif). Ce sont des structures visibles à l'échelle de l'excavation. Plus de 90% de ces discontinuités sont subméridiennes (F1). La deuxième famille (F4) est très peu développée. Cette dominance de F1 est certainement liée à l'orientation du tunnel, presque perpendiculaire à la direction F1 et sub-parallèle à F4.

Station 20

Les valeurs provenant du tunnel du Banné ont aussi été déterminées par construction géométrique à partir des levés de fronts de taille et de parements (creusement à l'explosif). Les discontinuités sont sensiblement identiques à celles observées dans le tunnel voisin de la Perche, avec toutefois une proportion plus grande d'accidents de la famille F4.

3.2.3 Synthèse des mesures

La synthèse des mesures doit être envisagée sous deux aspects: qualitatif et quantitatif. Si le premier ne pose pas de problèmes majeurs – hormis le regroupement des fractures en familles qui est parfois délicat lorsque la dispersion angulaire des fractures d'une même famille est élevée – il en va tout autrement du second. En effet, il faut choisir entre une moyenne arithmétique des fractures ou une "moyenne des moyennes" de chaque station. Dans le premier cas, tous les éléments plans sont considérés à valeur égale, alors que dans le second, ils sont soit sur-représentés, soit sous-représentés selon le nombre total de mesures de chaque station.

Si on considère que la moyenne de chaque station de mesures est représentative de la zone alentour, quel que soit le nombre de mesures, il s'agit de faire une "moyenne des moyennes". Dans ce cas, on ne tient pas compte du fait qu'une grande carrière, par exemple, livrera théoriquement une série de mesures plus grande donc statistiquement plus représentative. Ce facteur de sur-pondération (pour les petites stations de mesures) et de sous-pondération (pour les grandes stations de mesures) est par contre pris en compte dans un calcul des moyennes arithmétiques. La figure 3.12 illustre à

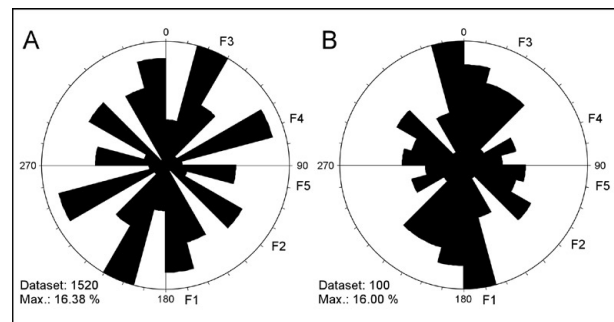


Fig. 3.12 Moyenne arithmétique (A) et "moyenne des moyennes" (B) de la fracturation sur le plateau de Bure (stations 1 à 14).

quel point les fréquences des différentes familles de fractures peuvent varier selon l'emploi de l'une ou de l'autre méthode. Par exemple, la grande densité d'accidents subméridiens F1 situés entre $N000^\circ$ et $N015^\circ$ (en B, "moyenne des moyennes") s'explique par la forte présence de ces accidents dans six des quatorze stations. Cependant, il s'agit de stations comptant peu de mesures (hormis le tunnel de Bure, station 7) d'où la faible fréquence des discontinuités de cette classe de direction ($N000^\circ$ et $N015^\circ$) dans le diagramme basé sur une moyenne arithmétique.

Un autre problème concerne le type de station de mesures: en effet, les tunnels livrent un grand nombre de mesures, mais la représentativité de ces mesures doit être prise avec prudence puisque le relevé de la fracturation ne se fait que le long d'une seule direction. Dans le cas de tunnels dont la direction est parallèle à un système de fracture très développé, celui-ci sera fortement sous-estimé par rapport à un autre système perpendiculaire à la direction du tunnel. Ces stations devraient donc être à la fois sur-pondérées (grand nombre de mesures) et sous-pondérées (observation selon une direction seulement).

En définitive, il apparaît que chaque station devrait être pondérée par trois facteurs:

- Nombre de mesures (reflète la grandeur de la station et donc la valeur statistique des mesures)
- Conditions spatiales d'observation (traduit la représentativité des mesures)
- Surface de représentativité (représente la surface estimée sur laquelle s'étend le réseau de fractures observé d'une station)

Seul le premier facteur est immédiatement disponible. Le second est forcément arbitraire. Quand au troisième, il est tout simplement impossible à définir. Il apparaît donc qu'il est illusoire de vouloir représenter de façon absolument correcte la fréquence des fractures sur le plateau de Bure. La comparaison entre orientation des vallées sèches et des fractures nécessite toutefois qu'un choix soit fait et il semble plus judicieux d'utiliser une moyenne arithmétique, plutôt que d'introduire des facteurs de pondération totalement arbitraires. On retiendra cependant que les valeurs de fréquences doivent être utilisées avec prudence et constituent des données semi-quantitatives.

3.2.3.1 Plateau de Bure

Les assises calcaires du plateau de Bure sont intensément fracturées selon cinq systèmes de fractures subverticales observées à l'échelle de l'affleurement (F1 à F5), auxquelles s'ajoutent trois familles de failles kilométriques, également subverticales, visibles sur les cartes géologiques (FI à FIII) (Fig. 3.13).

La dispersion angulaire des familles F1 à F5 est faible entre les stations, mais chaque famille n'est pas forcément présente à chaque station. La fréquence des familles de fractures est très variable, même pour des stations très proches géographiquement. A l'échelle du plateau de Bure, les accidents subméridiens F1 dominant largement (environ 30%) suivis par les fractures NNE-SSW de la famille F3 (environ 25%). Les familles F2, F4 et F5 sont moins fréquentes avec respectivement environ 10, 15 et 10%. Ces cinq familles représentent plus de 90% des fractures observées, les 10% restants se répartissant de façon aléatoire.

F1, F2 et F3 ont vraisemblablement été créées à l'Eocène déjà, F4 au Miocène inférieur et F5 au Miocène supérieur, lors du plissement jurassien, ceci dans un contexte de cisaillement régional sénestre.

3.2.3.2 Zone bordière

La fracturation de la zone bordière (au S de Porrentruy) présente passablement de variations d'une station de mesures à l'autre. Les cinq familles de failles mises en évidence sur le plateau de Bure sont également présentes, mais avec une dispersion angulaire plus élevée. Seule la carrière de Fontenais (station 16) livre une image de la fracturation où les familles F1 à F5 sont toutes présentes.

A l'échelle kilométrique, les accidents subméridiens FI ($N005^\circ \pm 5$) dominent largement dans cette région (environ 90% des failles cartographiées). Quelques failles kilométriques, situées à l'W de l'anticlinal du Banné dont elles suivent d'ailleurs la direction, forment une famille orientée $N070^\circ \pm 5$, soit identique à F4. Cette famille (FIV) est la seule qui correspond à des micro-fractures observées sur le terrain. Les systèmes FII et FIII sont quant à eux absents, tout au moins n'ont-ils pas été cartographiés.

L'établissement d'une moyenne arithmétique des fractures semble peu approprié pour cette zone dont deux des stations de mesures sont des tunnels ayant livré plus de 70% de la totalité des mesures. L'observation des rosaces de chaque station indique toutefois que la famille subméridienne F1 est largement dominante.

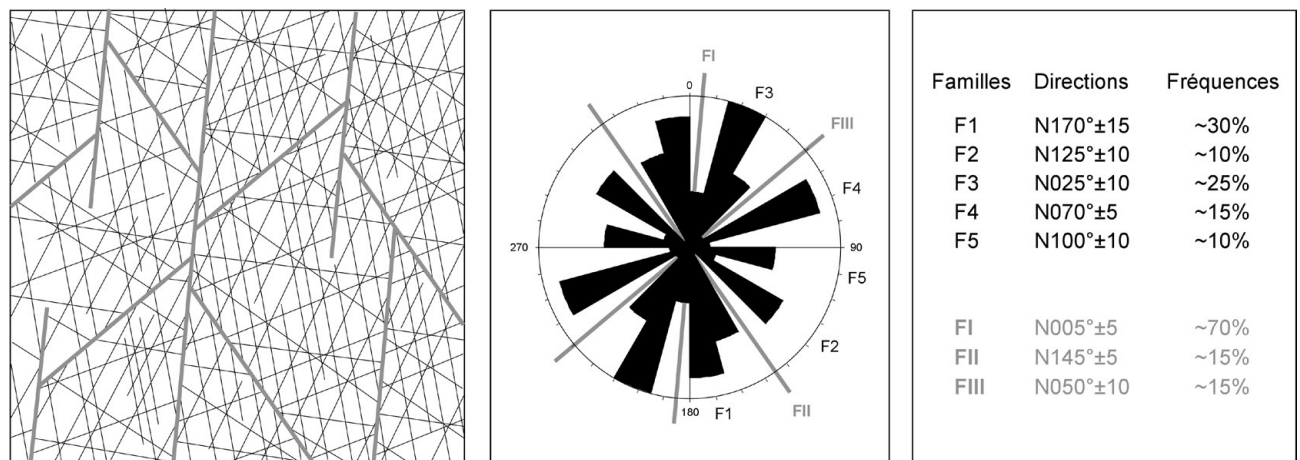


Fig. 3.13 Fracturation du plateau de Bure. Schéma synthétique sans échelle, rosace de la fracturation et valeurs chiffrées (pendage des discontinuités toujours supérieur à 70°). Les accidents kilométriques FI à FIII sont en grisé.

3.2.3.3 Relation entre macro- et micro-fracturation

Cette étude de la fracturation a également livré un résultat inattendu: les fractures visibles à l'échelle de l'affleurement (F1 à F5) et les accidents kilométriques reportés sur les cartes géologiques (FI à FIII) ne coïncident pas. Ces derniers ont une orientation proche de celles des familles F1 à F4 mais avec un décalage de 20° environ. Il est dès lors légitime de se demander si ces grands accidents existent vraiment ! La réponse est nuancée: s'il ne fait pas de doute que la plupart "existent" réellement, à l'instar de ceux – bien visibles – qui découpent la partie la plus élevée du horst de Bure, il est en revanche probable qu'ils "s'expriment" autrement que par des plans de rupture uniques, dont la persistance atteindrait plusieurs kilomètres. De telles surfaces de failles n'ont en effet presque jamais été mesurées sur le terrain et les grands accidents tectoniques – dont la dispersion angulaire est d'ailleurs très faible – correspondent effectivement à des domaines de direction exempts de micro-fissures (Fig. 3.13). Il est plus vraisemblable que ces grands accidents tectoniques soient en fait constitués de petites fractures F1 à F4 disposées en échelons, conformément au modèle expérimental de RIEDEL (1929) et TCHALENKO (1970).

Plutôt que des plans de rupture uniques, ce sont donc davantage des bandes constituées de fractures de Riedel disposées en échelons qui cisailent le substrat rocheux (Fig. 3.14 et 3.15). Par contre, il est possible que ces segments se rejoignent en profondeur pour ne former plus qu'un seul plan de faille. Le schéma de la figure 3.16 illustre cette hypothèse.

Il serait bien évidemment intéressant d'établir plus précisément les relations cinématiques et dynamiques entre micro- et macro-fractures, mais l'exercice est délicat étant donné le nombre élevé de phases tectoniques (quatre) et de familles de failles (huit). D'autre part, la relation géométrique entre failles métriques et accidents kilométriques n'a jamais été observée directement sur le terrain. On se bornera ici à proposer schématiquement que les familles FI, FII et FIII correspondent à de grands décrochements qui sont exprimés sur le terrain par des fissures de cisaillement de deuxième ordre F1 à F4.

L'image de la fracturation du plateau de Bure qui ressort de cette étude est finalement à la fois simple et complexe. Simple dans la mesure où les discontinuités ne sont pas réparties aléatoirement et forment des

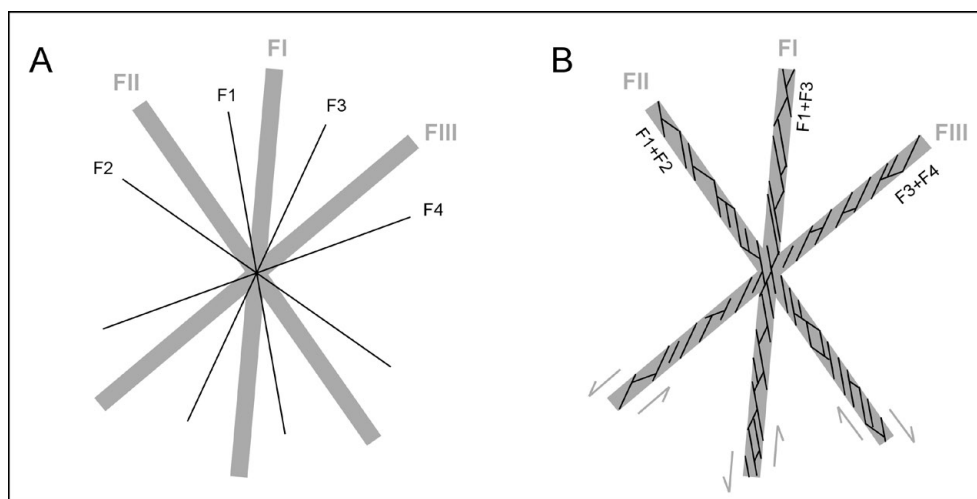


Fig. 3.14 A: Superposition du réseau de fissures F1-F4 et des accidents kilométriques FI-FIII. B: proposition schématique de relation géométrique entre macro- et micro-fracturation. (Le sens des décrochements FII et FIII correspond à la phase de compression Eocène, celui de FI à la phase du Miocène supérieur; F1 à F4 correspondent à des décrochements synthétiques de deuxième ordre; les probables décrochements antithétiques ne sont pas représentés, ni F5.)

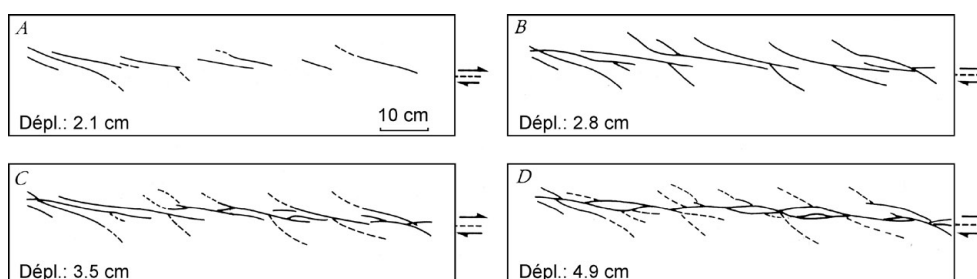


Fig. 3.15 Evolution d'une zone de cisaillement expérimentale induite par une faille basale unique (modifié d'après NAYLOR et al. 1986). Vues planimétriques des fractures de Riedel dessinées à partir de photographies prises à différentes étapes du cisaillement (le matériau cisaillé est épais de 10 cm).

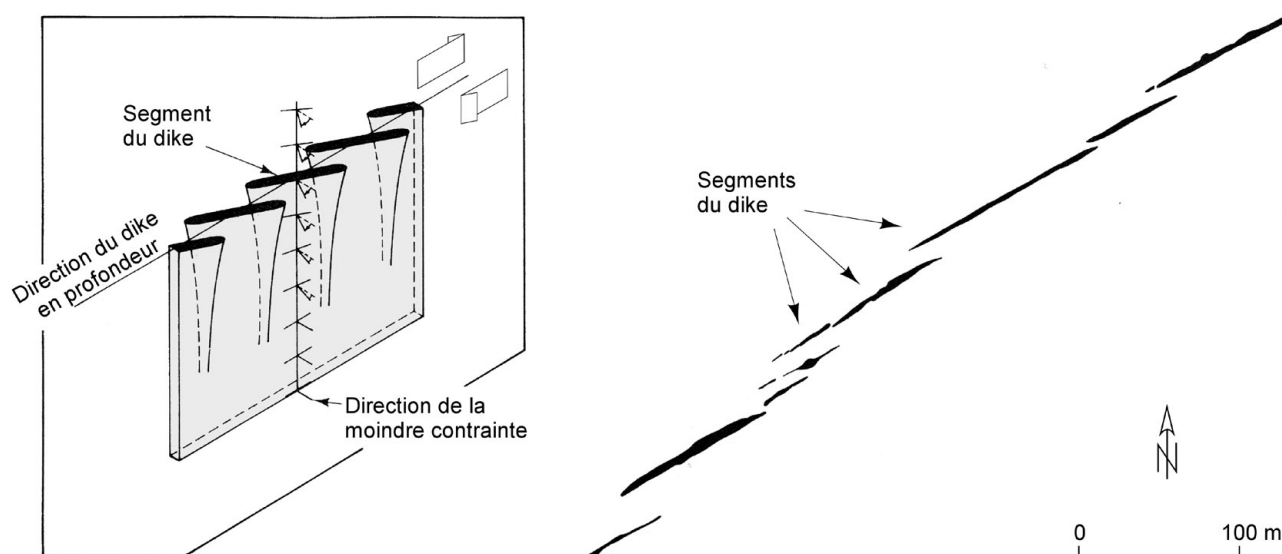


Fig. 3.16 Dike volcanique en échelon de Ship Rock, Nouveau Mexique. Le diagramme montre comment les segments du dike se rejoignent en profondeur et comment sa segmentation résulte d'un léger changement d'orientation des contraintes principales vers la surface (modifié d'après DELANEY & POLLARD, 1981).

familles bien définies. Complexe en raison des fortes variations de densité de ce réseau de fracturation d'une part et de son imbrication dans un réseau de fractures de plus grande dimension d'autre part.

3.2.3.4 Subméridien = rhénan ?

Cette étude tectonique a volontairement fait l'impasse sur une simplification souvent utilisée dans nombre de travaux traitant de près ou de loin de la tectonique des zones préjurassiennes au S du Fossé rhénan. En effet, par analogie avec la direction subméridienne du Fossé rhénan, les failles N-S affectant les calcaires jurassiques sont souvent qualifiées de "rhénanes", et attribuées par là même à la phase tectonique d'extension oligocène. Si de telles failles normales ont effectivement été créées lors de cet épisode dans le Fossé rhénan en voie d'ouverture, c'est surtout à des rejeux d'accidents antérieurs que l'on assiste, et ce particulièrement dans la zone transformante Rhin-Bresse (VILLEMIN & BERGERAT 1987). Les fentes de tension subméridiennes associées aux décrochements conjugués NE-SW et NW-SE créés durant l'Eocène fonctionnent alors à nouveau. Et ces mêmes accidents rejoueront encore plus tardivement au Miocène. Il est donc préférable de se tenir à un qualificatif directionnel – soit subméridien – pour désigner ces failles qui ont certainement vu le jour avant que le Fossé rhénan ne s'ouvre et qui ont de surcroît rejoué par deux fois ensuite !

3.3 ANALYSE SPATIALE DE L'ORIENTATION DES VALLÉES SÈCHES

La répartition des vallées sèches a déjà fait l'objet d'un paragraphe (Chap. 2.3.3) consacré à définir les types de réseaux géométriques rencontrés. Il a été constaté que les vallées sèches d'Ajoie ne se répartissent pas de manière complètement aléatoire, mais qu'elles ne s'organisent pas non plus selon un seul et même système géométrique. L'analyse spatiale qui suit porte davantage sur la façon dont se répartissent qualitativement et quantitativement les tronçons droits des vallées sèches, c'est-à-dire si leur distribution est isotrope ou anisotrope, et, dans ce dernier cas, selon quelle(s) direction(s).

La base de données à disposition comprend 754 tronçons droits d'environ 500 mètres de longueur et de direction connues qui se répartissent sur la surface de l'étude morphogénétique. (Chap. 2.3.2; voir encadré, Fig. 2.1). Les tronçons droits des vallées sèches ont tout d'abord été reportés sur Arcview 3.2 puis exportés dans le logiciel de dessin Canvas 8.06 en format vectoriel (cgm) (Fig. 2.8 et 2.9). De cette façon, on obtient facilement la longueur et la direction de chacun d'entre eux. Ils ont ensuite été subdivisés en portions de 500 mètres, statistiquement représentatives. En effet, une série de tests réalisés avec un compartimentage en tronçons plus petits de 100 et 250 mètres livre quasiment la même image de répartition directionnelle. A chaque

tronçon de vallée sèche de 500 m correspond donc une valeur de direction. Le traitement statistique des données et leur représentation graphique ont ensuite été réalisés à l'aide des logiciels Excel, TectonicsFP 1.6.01 et Grapher 4.0.

Tout comme pour le cas des discontinuités du massif rocheux, l'étude de l'orientation des vallées sèches pose la question de l'échelle à laquelle elle doit être abordée, ou plutôt du découpage dont elle pourrait faire l'objet, en raison des caractéristiques structurales du terrain. Trois échelles seront utilisées: le périmètre d'étude dans sa totalité, les domaines morphostructuraux pris un à un, ainsi qu'une subdivision plus fine basée sur un découpage en compartiments morphologiques. Les quelques ruz et combes anticlinales du Jura plissé ne seront pas abordés.

3.3.1 A l'échelle du terrain d'étude et des domaines morphostructuraux

Considéré dans son ensemble, le terrain d'étude livre une image de répartition bidirectionnelle (Fig. 3.17, en haut à droite): les vallées sèches se répartissent en deux familles principales bien marquées, de direction moyenne $N070^\circ \pm 15$ pour la plus importante (V1) et $N010^\circ \pm 10$ pour la seconde (V2). La tendance est à l'isotropie pour les autres domaines de répartition.

Pris individuellement, les domaines morphostructuraux livrent des rosaces plus différenciées:

- Sur le plateau de Bure, une troisième famille, de direction préférentielle NW-SE, se dessine (V3).

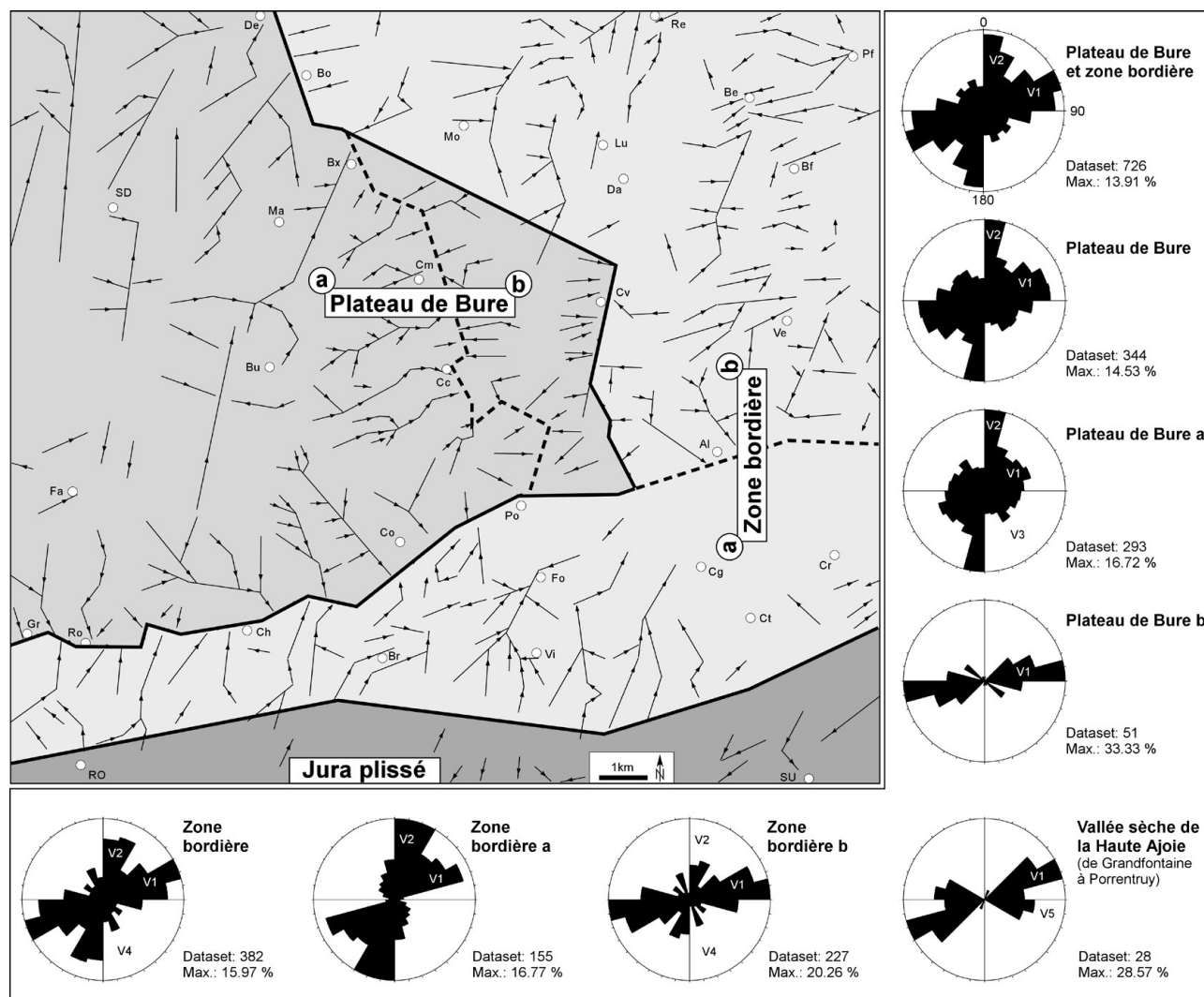


Fig. 3.17 Analyse spatiale de l'orientation des vallées sèches d'Ajoie en fonction des domaines morphostructuraux. Les diagrammes en rose mettent en évidence une répartition en deux familles principales (V1 et V2) et en trois familles secondaires (V3 à V5).

Cette famille ressort encore plus nettement si l'on ne tient compte que de la partie W du plateau, soit en rive gauche de l'Allaine (Fig. 3.17, Plateau de Bure a). Sa valeur moyenne est de $N145^{\circ}\pm 5$. Elle n'apparaît que faiblement sur la rosace de l'ensemble du plateau, car elle est en quelque sorte noyée par les nombreuses petites entailles de la partie E. Ces dernières sont polarisées WSW-ENE, perpendiculairement à l'Allaine et à la Coeuvalte.

- Dans la zone bordière, les deux familles mentionnées ci-dessus sont également présentes. V1 s'exprime particulièrement au S (Fig. 3.17, Zone bordière a) et V2 dans la partie N. Là encore, cette répartition semble dirigée par les couloirs de drainage que sont l'Allaine au S (orientée E-W), ainsi que la Coeuvalte et la Vendline au N (orientées NNW-SSE). Une qua-

trième famille est encore à signaler: V4, de direction moyenne $N160^{\circ}\pm 5$, présente essentiellement dans le N de la zone bordière.

- Une cinquième famille apparaît sur la rosace des tronçons droits de la vallée sèche de la Haute-Ajoie, laquelle détermine en fait la frontière entre le plateau de Bure et le S de la zone bordière. Notée V5, elle est de direction moyenne $N100^{\circ}\pm 10$.

3.3.2 A l'échelle des compartiments morphologiques

Il a été constaté ci-dessus que la distribution des vallées sèches en familles semble dépendre de l'orientation du réseau de drainage, ceci tant à l'échelle du ter-

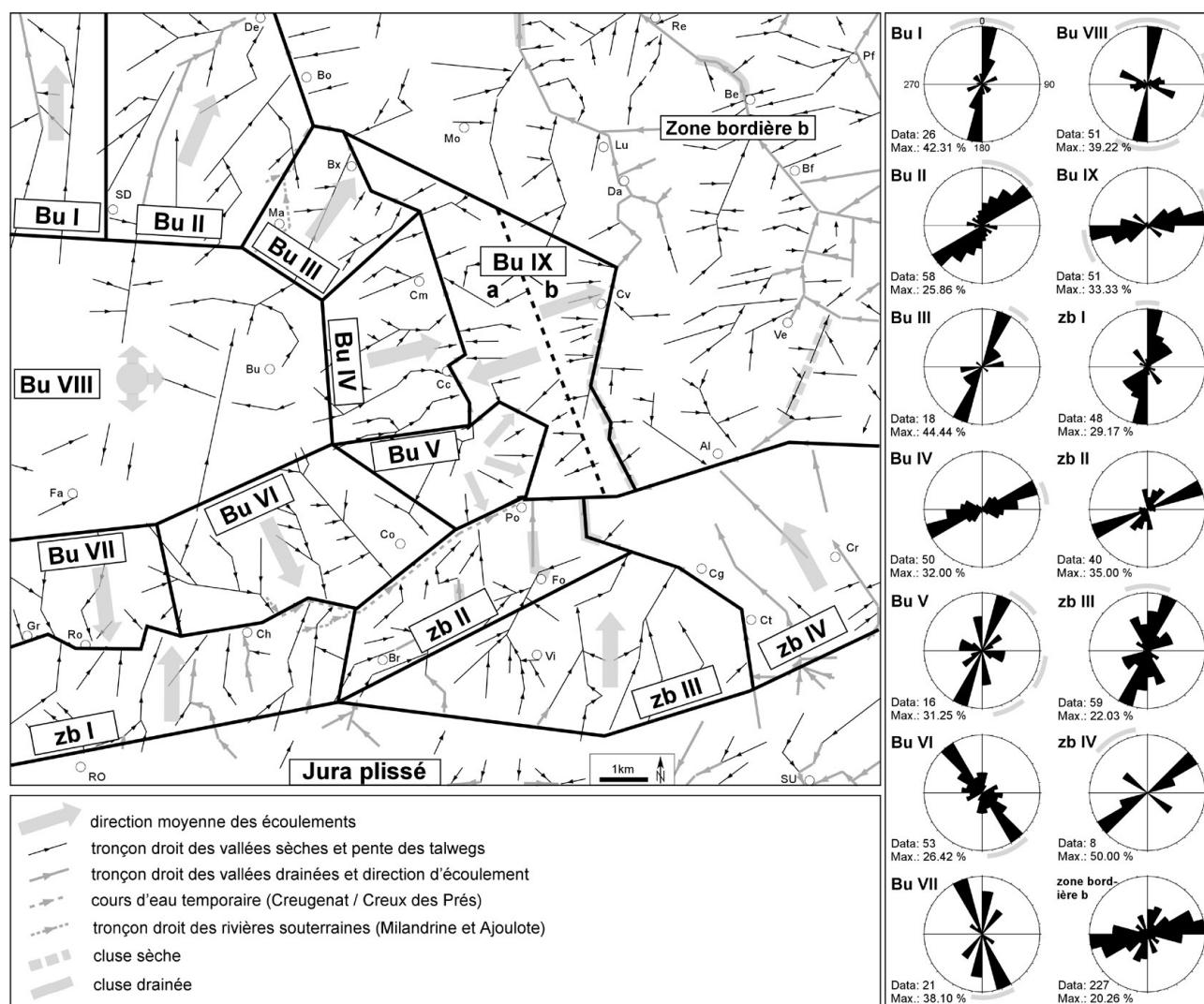


Fig. 3.18 Subdivision du plateau de Bure et de la zone bordière (zb a, au S de l'Allaine) en 13 compartiments morphologiques (Bu I à IX et zb I à IV), sur la base de la direction moyenne des écoulements hydriques. A droite: rosaces des directions des vallées sèches avec direction(s) moyenne(s) des écoulements en grisé.

rain d'étude dans son ensemble qu'à celle des domaines morphostructuraux. En effet, les directions des vallées sèches sont plus ou moins perpendiculaires à la direction des vallées drainées, ces dernières étant également plus profondément incisées. Pour étayer cette relation spatiale, un découpage plus fin peut être réalisé sur le plateau de Bure et le S de la zone bordière.

L'unité de base de ce découpage est le compartiment morphologique. Il correspond en quelque sorte à la notion de bassin versant, même si la morphologie de bassin ne s'exprime pas dans le contexte structural tabulaire du domaine d'étude. Pour le plateau de Bure, dix compartiments morphologiques peuvent ainsi être distingués (Fig. 3.18). A chacun d'entre eux correspond une direction moyenne d'écoulement hydrique. Le tableau 3.2 donne les valeurs chiffrées des directions moyennes d'écoulement ainsi que leurs dispersions angulaires qui sont fonction de la pente et de l'éloignement par rapport à l'exutoire principal. Plus la pente est élevée et plus proche est l'exutoire, plus resserrée sera la dispersion angulaire.

Le terme de direction des écoulements est utilisé plutôt que celui de gradient hydraulique, ce dernier correspondant en fait à la pente de la surface piézométrique. Pour la présente étude, c'est essentiellement la *direction* du gradient hydraulique qui est déterminante, et pas seulement celle des écoulements souterrains, mais également celle des ruissellements superficiels. Pour éviter toute confusion, le terme général de direction des écoulements hydriques a ainsi été préféré.

Par **écoulement hydrique**, on entend principalement le ruissellement superficiel, mais également

Compartiment	Direction (s)
Bu I	N000° ±30
Bu II	N025° ±25
Bu III	N035° ±10
Bu IV	N075° ±10
Bu V	N040° ±15 / N110° ±15 / N155° ±15
Bu VI	N155° ±20
Bu VII	N170° ±20
Bu VIII	N000° ±30 / N090° ±30 / N180° ±30
Bu IX a	N250° ±15
Bu IX b	N070° ±15
Zb I	N000° ±10
Zb II	variable (anticlinal du Banné)
Zb III	N000° ±20
Zb IV	N330° ±20

Tab. 3.2 Direction moyenne des écoulements pour chacun des compartiments morphologiques.



Fig. 3.19 Répartition des bassins des sources karstiques (en gris, de 1 à 6, GRETILLAT 1992) sur le plateau de Bure entre la vallée sèche de la Haute-Ajoie et l'Allaine, et comparaison avec les huit compartiments morphologiques (Bu I à VIII, voir Fig. 3.18) ainsi qu'avec les axes des vallées sèches.

l'écoulement épikarstique, ainsi que l'écoulement endokarstique (rivières souterraines). La direction des deux premiers correspond à la pente topographique et celle du troisième est déterminée par l'exutoire principal. Or, dans les situations tabulaires, ces deux vecteurs sont en général semblables. Pour illustrer le comportement similaire des écoulements hydriques superficiels et souterrains sur le plateau de Bure, on peut superposer la carte des compartiments morphologiques, définie sur la base du relief à celle des bassins des sources karstiques, définie par GRETILLAT (1992) sur la base d'une centaine d'essais de traçages (Fig. 3.19). Cette comparaison révèle une même organisation spatiale, même si, dans le détail, les limites des bassins karstiques ne coïncident pas exactement avec celles des compartiments morphologiques.

Pour en revenir à la répartition des vallées sèches sur le plateau de Bure et dans le S de la zone bordière, la figure 3.18 montre clairement que la direction moyenne des écoulements constitue le facteur déterminant le regroupement des tronçons droits de vallées sèches en familles bien déterminées. Deux compartiments qui expriment des situations opposées seront pris en exemple pour le démontrer:

- Le premier, Bu VIII, correspond au sommet du plateau de Bure. Eloigné des exutoires et de morphologie presque plane, ses directions d'écoulement sont multiples d'une part et largement réparties d'autre part: $N000^{\circ}\pm30$ / $N090^{\circ}\pm30$ / $N180^{\circ}\pm30$. Le réseau de vallées sèches se décompose quant à lui en trois directions préférentielles de tronçons droits ($N010^{\circ}\pm5$, $N110^{\circ}\pm5$, $N070^{\circ}\pm10$), qui toutes s'inscrivent dans la répartition angulaire des écoulements. Du point de vue morphologique, les vallées sont très émoussées.

- Le second, Bu IV, présente au contraire une forte pente dirigée vers l'Allaine qui constitue une zone d'exutoires karstiques. L'écoulement y est par conséquent fortement polarisé, et les tronçons droits de vallées sèches également. Ces derniers se répartissent en une seule famille bien marquée de direction moyenne $N075^{\circ}\pm10$, identique à la direction des écoulements déterminée pour ce compartiment. Par ailleurs, la morphologie des vallées y est bien marquée.

En conclusion, cette analyse spatiale réalisée à différentes échelles met en évidence la forte hiérarchisation du réseau de vallées sèches et l'importance des écoulements hydriques qui semblent avoir guidé leur agencement en familles directionnelles bien déterminées.

3.4 COMPARAISON ENTRE DIRECTIONS DE LA FRACTURATION ET DIRECTIONS DES VALLÉES SÈCHES

L'analyse spatiale des fractures (Chap. 3.2) et des vallées sèches (Chap. 3.3) a été réalisée dans le but de pouvoir comparer ces deux paramètres sur une base commune et d'en dégager d'éventuels liens de causalité. Même si, en cours d'étude, l'importance des écoulements hydriques sur l'organisation des vallées sèches a été mise en évidence, il reste nécessaire de tester le rôle qu'a pu jouer la fracturation du massif rocheux sur cette répartition ! C'est le but de ce chapitre que de répondre à cette question. Le facteur écoulement hydrique sera quant à lui repris ultérieurement, en combinaison avec la fracturation (Chap. 3.5).

Une fois de plus se pose le problème de l'échelle à laquelle cette étude doit être abordée. Une comparaison qui inclurait tout le périmètre d'étude doit être écartée en raison de manque de données tectoniques provenant de la zone bordière. Seul le domaine struc-

tural du plateau karstique de Bure se prête véritablement à la comparaison entre orientations des fractures et orientations des vallées sèches. La comparaison se fera ensuite au niveau des compartiments morphologiques, pour terminer finalement à une échelle encore plus grande: celle de la vallée sèche.

3.4.1 A l'échelle du plateau de Bure

Seule la partie W du plateau sera prise en compte (Fig. 3.17, Plateau de Bure a). En effet, dans la partie située en rive droite de l'Allaine, la sur-représentation des petits vallons secs orientés E-W fausse l'image de répartition. Par ailleurs, les données de fracturation proviennent exclusivement de la partie W (Fig. 3.5 et 3.13).

La superposition graphique des rosaces des vallées sèches et de la fracturation (Fig. 3.20) montre l'importance des grands accidents kilométriques. La famille principale de vallées sèches (V1) correspond effectivement aux grands accidents subméridiens (F1). V2 correspond tout à la fois à FIII et aux micro-fractures F4. Quant à V3, elle coïncide exactement avec FII. La corrélation avec la micro-fracturation est par contre faible, sauf pour une partie de la famille V2 qui correspond à F4.

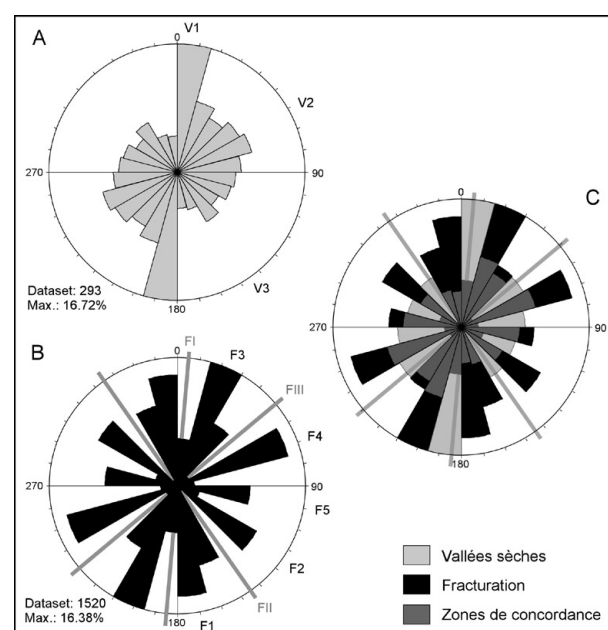


Fig. 3.20 Rosaces des directions des vallées sèches (A) et des directions de la fracturation (B) sur le plateau de Bure et superposition graphique des deux diagrammes (C).

En d'autres termes, les vallées sèches semblent se répartir le long des grands accidents kilométriques, sans tenir compte des fractures observées à l'échelle de l'affleurement ! Ce résultat est surprenant si l'on prend en compte la fréquence de ces micro-fractures. En effet, chaque carrière, affleurement naturel ou dalle calcaire dégagée en plan montre invariablement l'intensité de la fracturation du massif rocheux. Il serait dès lors étonnant que les micro-fractures ne jouent véritablement aucun rôle sur les processus d'érosion karstiques et, partant, sur la morphogenèse des vallées sèches. Avant d'enterrer définitivement une éventuelle "responsabilité" de la micro-fracturation dans la genèse du paysage ajoulot, il faut encore passer à une échelle d'observation plus grande, celle des compartiments morphologiques.

3.4.2 A l'échelle des compartiments morphologiques

Les tronçons droits de chacun des huit compartiments Bu I à Bu VIII sont ici comparés à la moyenne arithmétique des fractures du plateau de Bure. Dans le S de la zone bordière, deux compartiments se prêtent également à la comparaison: zb I, avec la fracturation mesurée dans la carrière de la Combe Varu et zb III, avec une moyenne des fractures des deux stations de mesures de Fontenais (Fig. 3.21 et 3.22). La numérotation des familles de fractures (F1 à F5) et des accidents kilométriques (FI à FIII) suit celle adoptée jusqu'à présent. En revanche, celle qui se rapporte aux familles de vallées sèches est propre à chaque compartiment, selon une logique de fréquence (de V1 à Vn).

3.4.2.1 Bu I

Les vallées sèches de ce compartiment, dont près de 50% forment une famille d'orientation subméridienne (V1), se corrélaient avec les accidents kilométriques de la famille FI. La corrélation avec les micro-fractures est faible.

3.4.2.2 Bu II

Dans ce compartiment, les vallées sèches forment une famille V1, dont la forte dispersion angulaire concorde principalement avec FIII et partiellement avec F3.

3.4.2.3 Bu III

L'orientation de plus de 50% des vallées sèches,

qui forment la famille V1, concorde parfaitement avec la famille de micro-fractures F3. Dans ce compartiment, l'influence des grands accidents kilométriques semble nulle.

3.4.2.4 Bu IV

Même constat que pour le compartiment Bu III situé juste au N. La corrélation est bonne avec les micro-fractures (entre V1 et F4), mais nulle pour les failles FI à FIII.

3.4.2.5 Bu V

Là encore on peut observer une bonne corrélation entre les trois familles de vallées sèches principales V1 à V3 et les familles de fractures F1, F3 et F5. La quatrième famille V4 s'oriente certes sur FIII, mais elle n'est que peu représentée.

3.4.2.6 Bu VI

Changement de régime dans ce compartiment où les deux familles de vallées sèches V1 et V2 coïncident avec FI et FII. La corrélation avec les micro-fractures est faible

3.4.2.7 Bu VII

Situation intermédiaire pour ce compartiment marqué par un regroupement des vallées sèches en quatre familles bien définies. V1 concorde avec F1, V2 avec FI, V3 avec F3 et V4 avec F2. On observe donc une très bonne corrélation entre l'orientation de trois familles de vallées sèches et la direction de trois groupes de micro-fractures, mais également une bonne corrélation entre la quatrième famille de vallées sèches et les accidents kilométriques rattachés à FI.

3.4.2.8 Bu VIII

Sur le sommet du plateau de Bure, ce sont les grandes failles subméridiennes de la famille FI qui semblent déterminer l'orientation des vallées sèches en une famille principale (V1). Les deux autres groupes V2 et V3 correspondent par contre étonnamment à des zones presque exemptes de discontinuités.

3.4.2.9 zb I

Dans ce compartiment, les tronçons droits des vallées sèches s'organisent en une famille principale V1, d'orientation subméridienne, et en deux familles

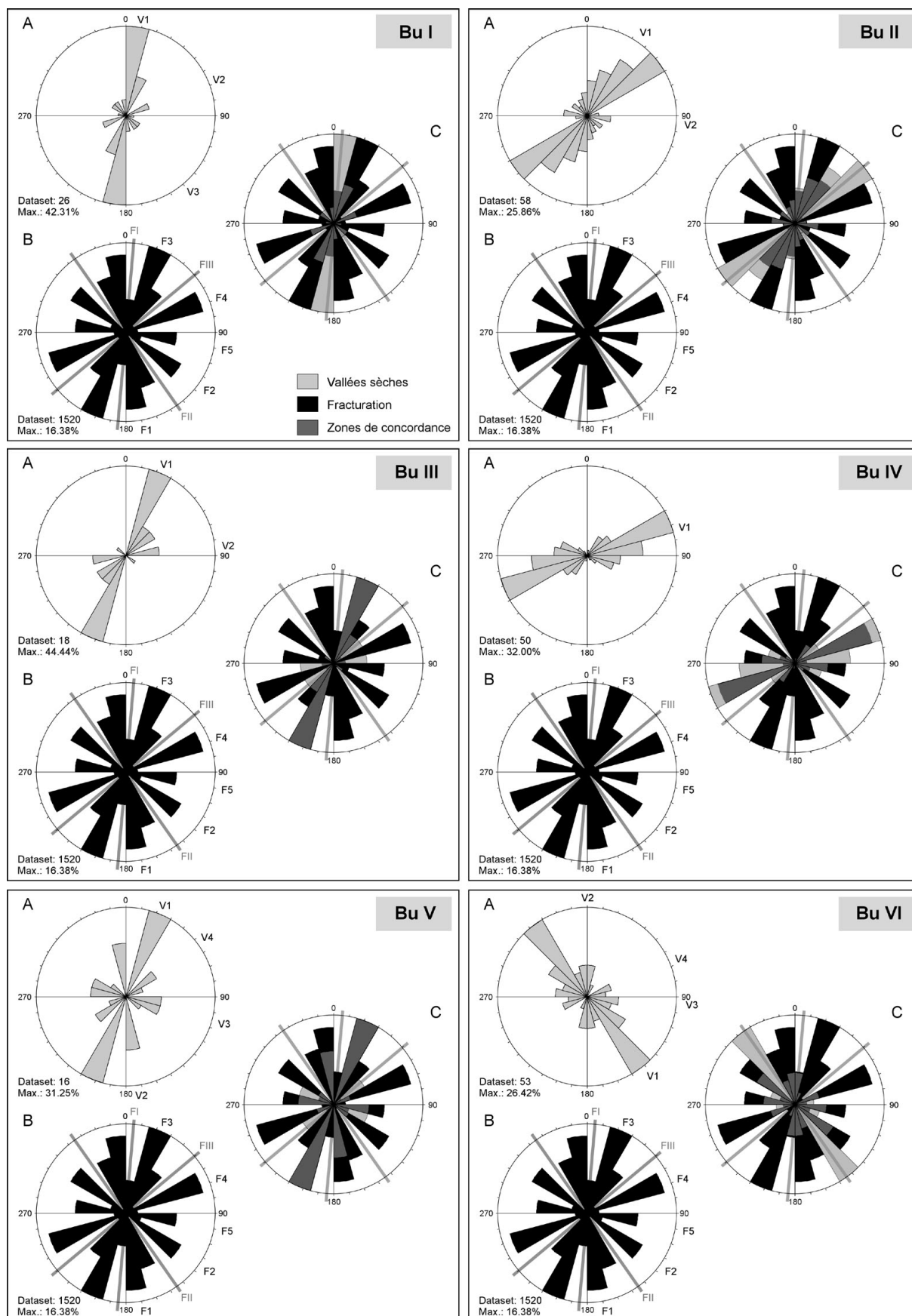


Fig. 3.21 Rosaces des directions des vallées sèches (A) et des directions de la fracturation (B) pour les compartiments morphologiques du plateau de Bure Bu I à Bu VI; superposition graphique des deux diagrammes (C).

secondaires V2 et V3. V1 correspond tout à la fois aux accidents kilométriques de la famille FI, également présents dans la zone bordière, ainsi qu'à une famille de micro-fissures de direction identique. Il faut préciser que, dans la zone bordière, les fractures de direction $N005^\circ \pm 5$ sont bien représentées dans presque toutes les stations de mesures, contrairement à la situation du plateau de Bure, où cet intervalle est généralement libre de fractures (Fig. 3.11). En ce qui concerne les deux autres familles de vallées sèches V2 et V3, leur orientation correspond à celle des accidents kilométriques FII et FIII. Mais ces derniers ne sont pas présents

dans la zone bordière – tout au moins n'ont-ils pas été repérés lors de la cartographie géologique !

La situation est donc paradoxale pour ce compartiment de la zone bordière S: aux deux groupes principaux de fissures, qui totalisent près de 50% des discontinuités visibles sur le terrain, ne correspond strictement aucun tronçon droit de vallées sèches. Un tiers de ceux-ci coïncide cependant avec une famille de fractures minoritaire (F1), cette dernière s'agencant selon le même axe que celui des accidents submériidiens FI. Le reste des tronçons droits, soit environ

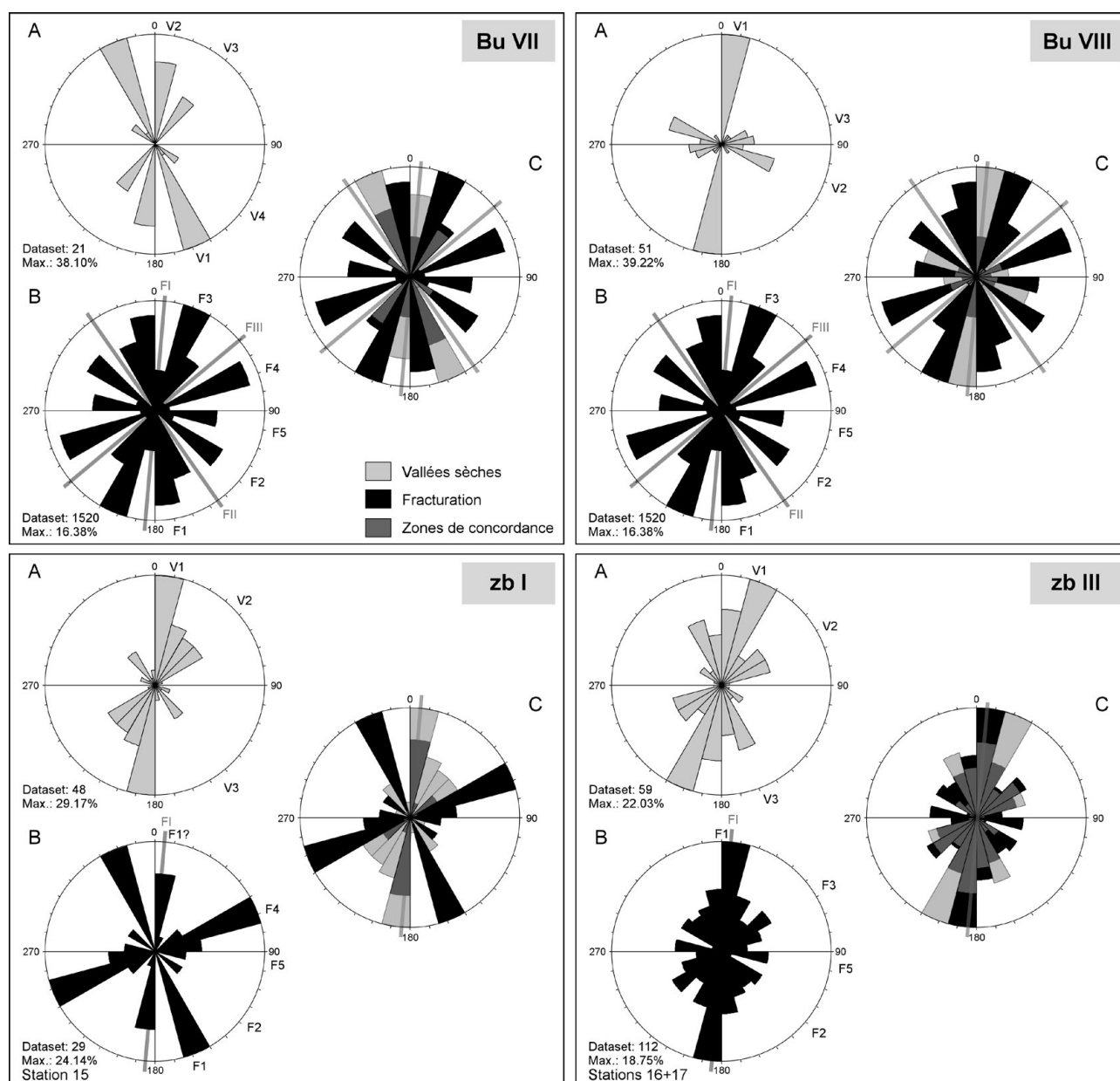


Fig 3. 22 Rosaces des directions des vallées sèches (A) et des directions de la fracturation (B) pour les compartiments morphologiques du plateau de Bure Bu VII et VIII et de la zone bordière zb I et zb III; superposition graphique des deux diagrammes (C).

deux tiers, ne correspond quant à lui à aucune discontinuité relevée sur le terrain, puisque les accidents FII et FIII sont ici apparemment absents. L'importance de cette divergence suggère toutefois que les accidents FII et FIII sont effectivement présents, mais pas assez marqués pour avoir été cartographiés.

3.4.2.10 *zb III*

Les discontinuités de ce compartiment s'organisent en quatre familles de micro-fractures, dont la principale (F1) est de direction subméridienne. De grands accidents kilométriques N-S (FI) affectent également cette partie de la zone bordière. La corrélation entre ces discontinuités et les tronçons droits de vallées sèches y est très bonne, ces derniers étant dominés par les directions subméridiennes. Seule la famille de fractures F5, minoritaire par ailleurs, ne correspond à aucune direction de vallées sèches.

3.4.2.11 *Vallée sèche de la Haute-Ajoie*

De Grandfontaine à Porrentruy, la vallée sèche de la Haute-Ajoie marque en fait la limite morphologique entre le plateau de Bure et la zone bordière S. La répartition de ses tronçons droits est bimodale et coïncide avec les familles de fractures F4 et F5 (Fig. 3.23). Dans la région du gouffre émissif du Creugenat, les segments de la vallée orientés $N070^\circ \pm 5$ sont probablement déterminés par une famille localisée d'accidents

kilométriques (FIV, Chap. 3.2.1), dont certains individus figurent sur la carte géologique, en rive droite de la vallée (DIEBOLD et al. 1963).

3.4.2.12 *Bilan et discussion*

La comparaison entre directions de la fracturation et directions des vallées sèches à l'échelle des compartiments morphologiques montre que chacun d'entre eux présente une situation différente. Une seule règle s'en dégage: il s'agit de la quasi absence de tronçons droits le long des directions qui ne montrent pas de fractures du massif rocheux. En l'occurrence, cet intervalle est restreint à la plage qui va de $N085^\circ$ à $N120^\circ$, étant donné le grand nombre de familles de discontinuités qui tronçonnent le terrain d'étude.

La corrélation entre tectonique et vallées sèches est donc globalement bonne. Encore faut-il distinguer la part de cette corrélation qui revient aux grands accidents kilométriques et celle attribuable aux micro-fractures visibles à l'affleurement ! Dans certains cas (compartiments Bu III, IV et V par exemple), les segments de vallées sèches s'orientent clairement le long des familles de micro-fractures, dans d'autres (Bu I par exemple) c'est l'inverse qui est observé. Et dans certaines situations (Bu VI et VII par exemple) les deux types de fractures semblent jouer un rôle. L'addition sommaire des corrélations positives attribuées à l'un ou l'autre type de fracturation (Tab. 3.3) montre que le rôle des micro-fractures n'est toutefois pas à négliger, contrairement à ce qui avait pu être déduit de la même étude réalisée à l'échelle du plateau de Bure (Chap. 3.4.1). Bien au contraire, elles seraient responsables pour moitié des directions privilégiées du réseau de vallées sèches.

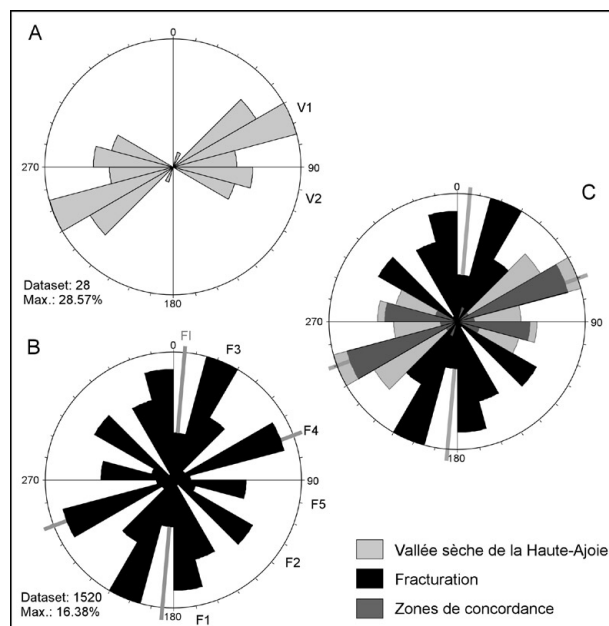


Fig. 3.23 Rosaces des tronçons droits de la vallée sèche de la Haute-Ajoie (A) et des directions de la fracturation (B); superposition graphique des deux diagrammes (C).

Compartiment	Corrélation positive avec	
	Accidents km. FI-III	Micro-fractures F1-5
Bu I	2	0
Bu II	2	1
Bu III	0	2
Bu IV	0	2
Bu V	0	2
Bu VI	2	1
Bu VII	1	1
Bu VIII	2	0
Zb I	1	1
Zb III	1	1
Haute Ajoie	1	2
Total	12	13

Tab. 3.3 Répartition de la corrélation entre vallées sèches et tectonique selon le type de fractures (0: nulle / 1: faible / 2: forte).

Si l'on pousse encore plus en avant la réflexion, on s'aperçoit que l'écoulement hydrique, ou plus précisément sa variation angulaire, semble jouer un rôle sur la répartition de la corrélation entre micro-fractures et grands accidents kilométriques. Il apparaît effectivement que là où la direction des écoulements est mal définie, les vallées sèches s'organisent davantage selon les grands accidents kilométriques (Bu I, II, VI et VIII). Là où elle est fortement polarisée, ce sont en revanche les micro-fractures qui ont été utilisées (Bu III, IV et V) (Tab. 3.4). La dispersion angulaire de l'écoulement hydrique étant essentiellement fonction de la pente (Chap. 3.3.2), on peut en déduire que les vallées sèches s'alignent préférentiellement sur les grands accidents kilométriques dans les compartiments à faible pente, mais davantage le long des micro-fractures lorsque le relief est plus marqué. Cette constatation constitue une piste de recherche intéressante en matière de karstogénèse (Chap. 3.6.2).

Compartiment	Corrélation positive avec		Dispersion angulaire de l'écoulement hydrique				
	Accidents km.	Micro-fractures	60°	50°	40°	30°	20°
Bu I	2	0	x				
Bu II	2	1		x			
Bu III	0	2					x
Bu IV	0	2					x
Bu V	0	2				x	
Bu VI	2	1			x		
Bu VII	1	1			x		
Bu VIII	2	0	x				
Zb I	1	1					x
Zb III	1	1			x		

Tab. 3.4 Répartition de la corrélation entre vallées sèches et tectonique selon le type de fractures (0: nulle / 1: faible / 2: forte) et en fonction de la dispersion angulaire de l'écoulement hydrique (une dispersion angulaire élevée correspond à un compartiment au relief peu marqué et inversement).

3.4.3 A l'échelle de la vallée sèche

L'utilisation de cette troisième échelle d'observation a pour but de mieux saisir le rôle respectif des micro-fractures et des grands accidents kilométriques dans l'orientation des vallées sèches. Pour ce faire, les vallées sèches du Sylleux et de Combe Ronde ont été choisies. En effet, le réseau de micro-fractures y est bien connu grâce à cinq stations de mesures et les trois dalles à traces de dinosaures de Courtedoux, Sur Combe Ronde et de Chevenez, Combe Ronde offrent une très bonne vision en plan des fractures (Planches 4 et 5). La première d'entre elles a du reste servi de station de référence dans l'étude de la micro-fracturation (Chap. 3.2.2.2).

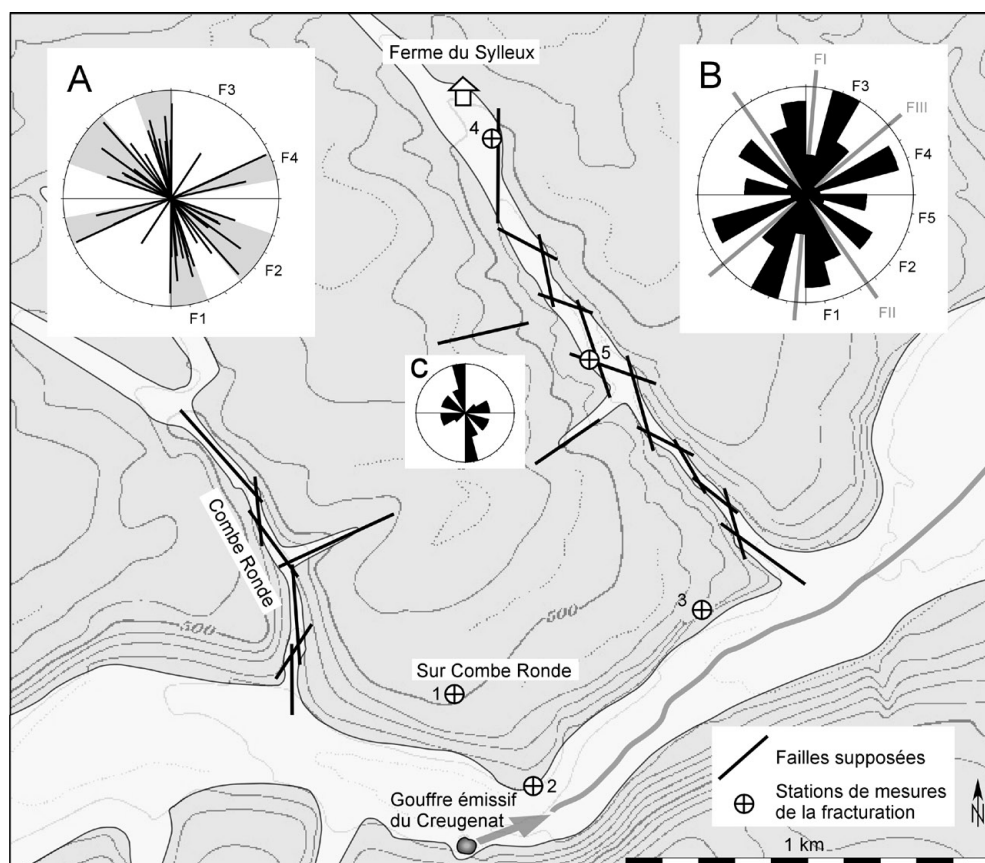
Bien que la relation entre micro-fractures et grandes failles n'ait jamais été observée directement sur le terrain, il a été proposé que ces dernières correspondent en fait à des zones de forte fréquence de micro-fractures disposées en échelons, obliquement par rapport à la direction des grands accidents (Chap. 3.2.3.3, Fig. 3.14). Dans le cas des vallées sèches du Sylleux et de la Combe Ronde, la direction dominante (N145°) correspond exactement à l'orientation des accidents kilométriques FII, orientation qui est toutefois absente au niveau des micro-fractures. Mais l'examen détaillé du microrelief, à partir des photos aériennes en vision stéréoscopique, montre que les deux vallées sèches se subdivisent morphologiquement en tronçons droits de plus petite dimension, de deux à trois cents mètres de longueur environ (Fig. 3.24). Ces tronçons sont interprétés comme des escarpements de failles. Leur report sur une rosace des directions fait clairement apparaître deux familles principales, qui correspondent à F1 et F2. Cette interprétation morphotectonique confirme donc ce qui avait été proposé sur la base de critères purement tectoniques: organisées en réseau dense, les micro-fractures forment les grands accidents tectoniques (Fig. 3.14). Dans le cas précis, des fissures appartenant aux familles F1 et F2 se relaient latéralement pour former FII.

3.5 IMPORTANCE DE LA DIRECTION DES ÉCOULEMENTS HYDRIQUES

Au vu des comparaisons développées précédemment, il apparaît que la relation qui s'établit entre fracturation et vallées sèches n'est pas triviale et ne peut s'expliquer sans tenir compte de la direction générale des écoulements hydriques, tant superficiels que karstiques. Ce sont eux qui semblent véritablement guider l'agencement des vallées sèches en familles directionnelles bien déterminées. Les discontinuités du massif rocheux ont certes été exploitées, mais ni leur orientation ni leur densité n'est véritablement déterminante. Elles tiennent en quelque sorte le deuxième rôle dans la genèse des vallées sèches !

Pour illustrer ce propos, le plus explicite est de faire figurer les trois paramètres directionnels en jeu sur un même graphique, et ce pour chacun des compartiments morphologiques, selon le même découpage que celui du chapitre 3.4.2. Pour ce faire, une représentation sous forme d'histogrammes est plus adaptée (Fig. 3.25). Par rapport à la superposition graphique

Fig. 3.24 Interprétation morphotectonique des vallées sèches du Sylleux et de Combe Ronde. De direction N145°, elles correspondent exactement à l'orientation des accidents kilométriques FII. L'analyse détaillée des photos aériennes (en vision stéréoscopique) montre toutefois que cette direction générale se décompose en deux orientations correspondant aux familles de failles F1 et F2. A: rosace des failles supposées; B: rosace de la fracturation du plateau de Bure; C: rosace de la fracturation à la station 5.



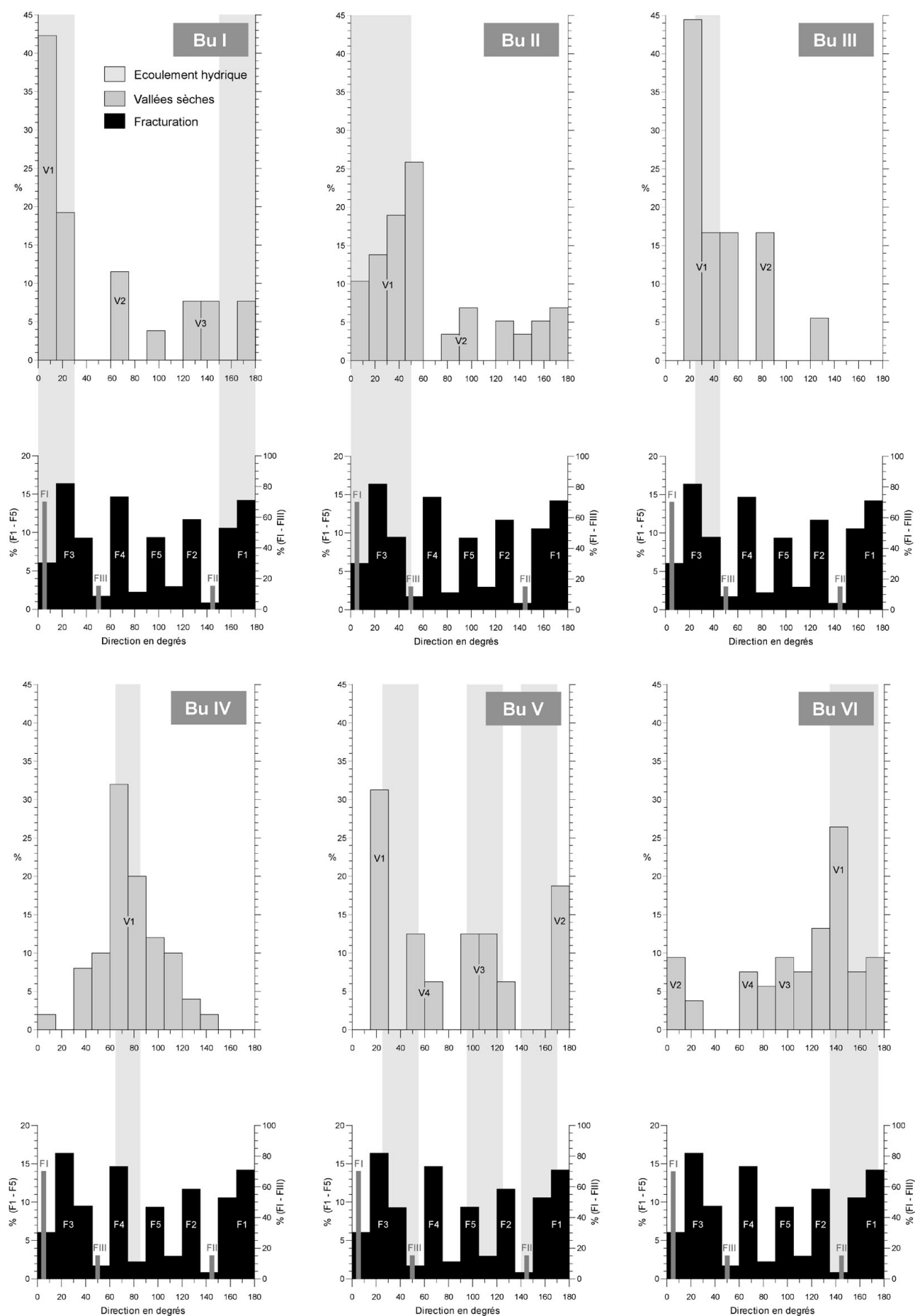
des rosaces (Fig. 3.21 et 3.22), elle offre effectivement l'avantage de présenter les valeurs de fréquence des différentes familles de fractures et de vallées sèches. Ces valeurs directionnelles (tronçons droits des vallées sèches, discontinuités tectoniques et écoulements hydriques) sont exactement les mêmes que celles traitées précédemment, mais ramenées à 180° d'arc, entre N000° et N180°. Les classes d'intervalles ont aussi été conservées à 15°.

Chacun des diagrammes correspondant aux dix compartiments morphologiques montre clairement que les tronçons droits de vallées sèches s'organisent selon la direction des écoulements hydriques. Dans tous les cas, le pic de fréquence des tronçons droits de vallées sèches se situe toujours dans la plage directionnelle des écoulements hydriques. Cette relation est particulièrement visible pour le compartiment morphologique Bu IV, qui montre une répartition pyramidale des axes de vallées sèches, parfaitement centrée sur la direction de l'écoulement hydrique (N075°±10). Dans cet exemple, 52% des tronçons droits de vallées sèches sont répartis à l'intérieur de la variation angulaire de la direction des écoulements. Pour les compartiments Bu I, II, III, VII et VIII, ce sont respectivement 68%, 69%,

61%, 67% et 88% des tronçons droits qui s'alignent le long de la direction des écoulements superficiels. La corrélation mise en évidence entre vallées sèches et fracturation (Chap. 3.4.2) n'apparaît quant à elle que secondairement.

3.6 FRACTURATION ET KARSTOGENÈSE

Bien que le sujet du chapitre 3 concerne la morphogenèse des vallées sèches ajoulotes, les résultats mis en évidence au cours de l'étude nous conduisent à "déborder" quelque peu du cadre strictement géomorphologique pour s'intéresser plus spécifiquement à la relation entre fractures et formation des karsts. A cet égard, les photos aériennes se sont révélées porteuses d'informations de premier ordre: des réseaux tectono-karstiques y sont en effet parfaitement lisibles ! Certes moins spectaculaire, l'analyse spatiale de la relation entre vallées sèches et fracturation à l'échelle des compartiments morphologiques a quant à elle apporté des pistes de recherche intéressantes en matière de karstogenèse. Ces points font l'objet des deux chapitres suivants.



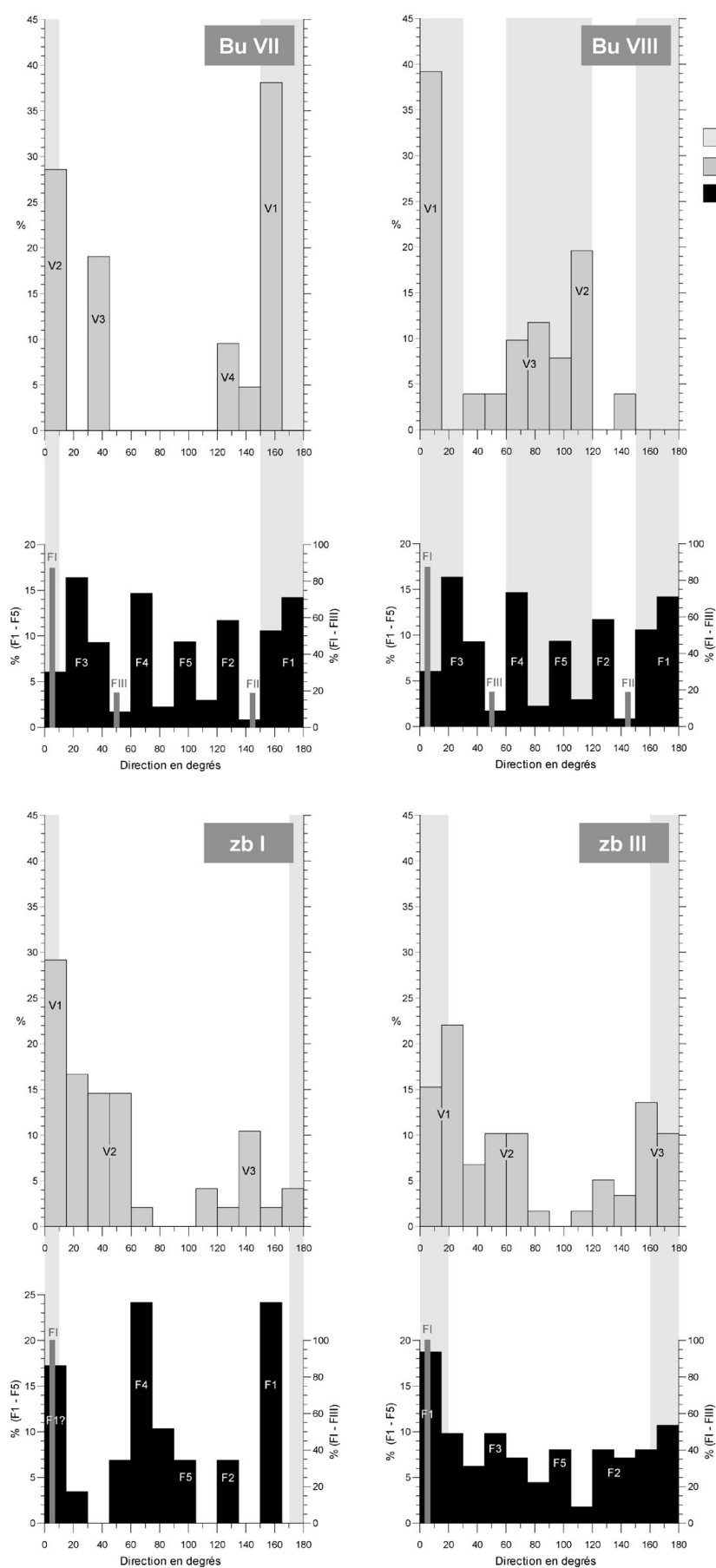


Fig. 3.25 Histogrammes représentant la direction des tronçons droits des vallées sèches (en haut) et la direction de la fracturation (en bas), en fonction de la direction moyenne des écoulements hydriques pour les compartiments morphologiques du plateau de Bure (Bu I-VIII) et de la zone bordière (zb I et III). A noter la répartition préférentielle des vallées sèches le long des directions des écoulements hydriques.

3.6.1 Apport des photos aériennes

L'image très géométrique de la fracturation donnée par la figure 3.13 trouve une confirmation et une illustration visuelle étonnante sur des vues aériennes prises en 1985 et 1992 par Monsieur Jean-François Nussbaumer, pilote à Porrentruy. En effet, lors de périodes sèches, des traces sombres rectilignes apparaissent sur certaines parcelles. Localement, elles sont arrangées en réseau orthogonal et associées à des taches sombres circulaires. Ces dernières, qui vont de 5 à 40 m de diamètre, se situent aux intersections des traces rectilignes et correspondent probablement à des dolines.

Par hypothèse, ces traces pourraient représenter des zones de fissures. La dissolution préférentielle le long des fissures aurait engendré un micro-relief karstique, rempli ensuite par des limons loessiques pléistocènes. Ce remplissage, nettement plus poreux que le calcaire encaissant, se distinguerait lors des périodes sèches par une plus forte humidité et une teinte par conséquent plus foncée.

Cette hypothèse a dans un premier temps été vérifiée aux deux endroits signalés par Monsieur Nussbaumer. Pour ce faire, les traces ont fait l'objet d'une analyse spatiale sur la base de photos orthorectifiées, c'est-à-dire correspondant à une projection orthogonale précise. Il fallait en effet s'assurer de l'organisation spatiale

de ces traces d'une part et de leur correspondance avec le réseau de fractures d'autre part. L'étude statistique montre que, dans les deux cas, les directions des traces s'organisent effectivement en familles correspondant à des familles de failles mises en évidence sur le plateau de Bure (Fig. 3.26 et 3.27).

En ce qui concerne l'origine de la teinte plus sombre, il n'a pas été possible de vérifier si elle est véritablement due à un épaississement de la couverture quaternaire (sillons karstiques, dolines) car aucun sondage mécanique n'a été réalisé sur ces deux sites. En revanche, l'hypothèse a pu être vérifiée sur le plateau des Echaux au-dessus du Bois de Montaigne (Commune de Bressaucourt, coord. moy.: 570'100 / 249'700). En effet, ce plateau a fait l'objet d'une campagne de prospection archéologique en 2002. Il est donc possible de comparer les observations indirectes, provenant des vues aériennes, avec les observations de terrain, provenant de plus de 220 sondages creusés à l'aide d'une pelle mécanique, de part et d'autre de la petite vallée sèche qui marque le plateau des Echaux du SW vers le NE. Ces sondages de 6 m de long pour 1,6 m de largeur, répartis en damier à une distance de 20 m les uns des autres, ont effectivement mis au jour une dizaine de dolines de superficies variables (20 à 80 m de diamètre) et de profondeur dépassant généralement cinq mètres (BORGEAUD & PAUPE 2003, Fig. 29, p. 38). Le remplissage, un silt loessique gris-vert contenant souvent des gastéropodes, est probablement à attribuer à

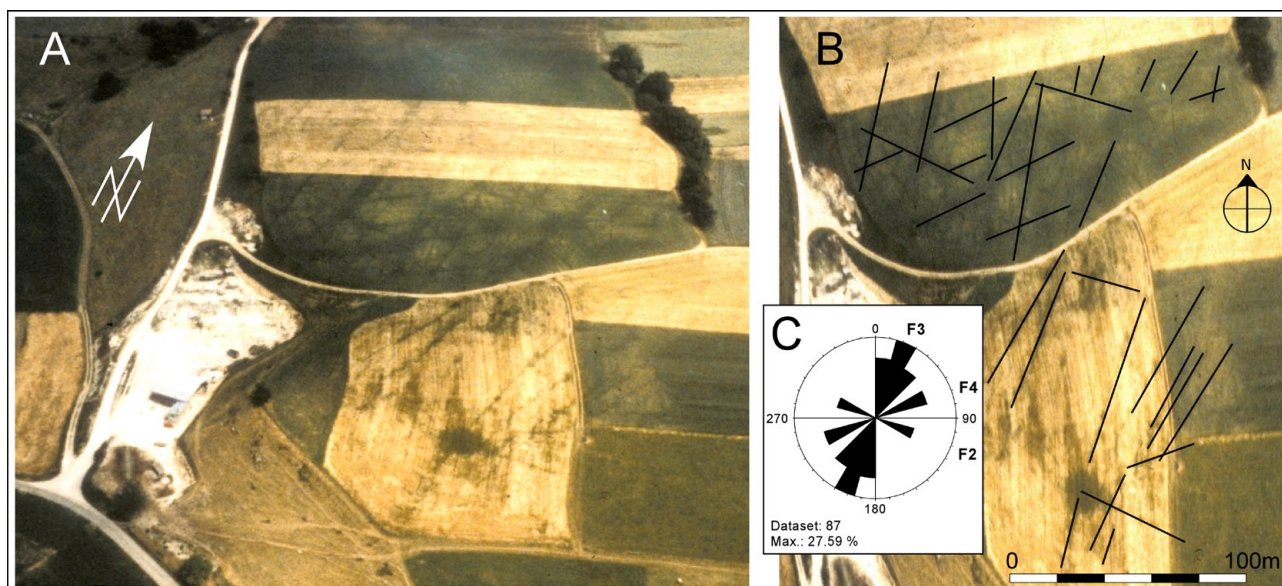


Fig. 3.26 Expression de la fracturation à Grandfontaine, La Férouse (563'100 / 249'250). A: vue aérienne non corrigée (photo J.-F. Nussbaumer). B: Traces sombres reportées sur photographie orthorectifiée. C: rosace des directions des traces sombres (1 valeur = 20m) et correspondance avec les familles de failles F3 (dominante), F4 et F2.

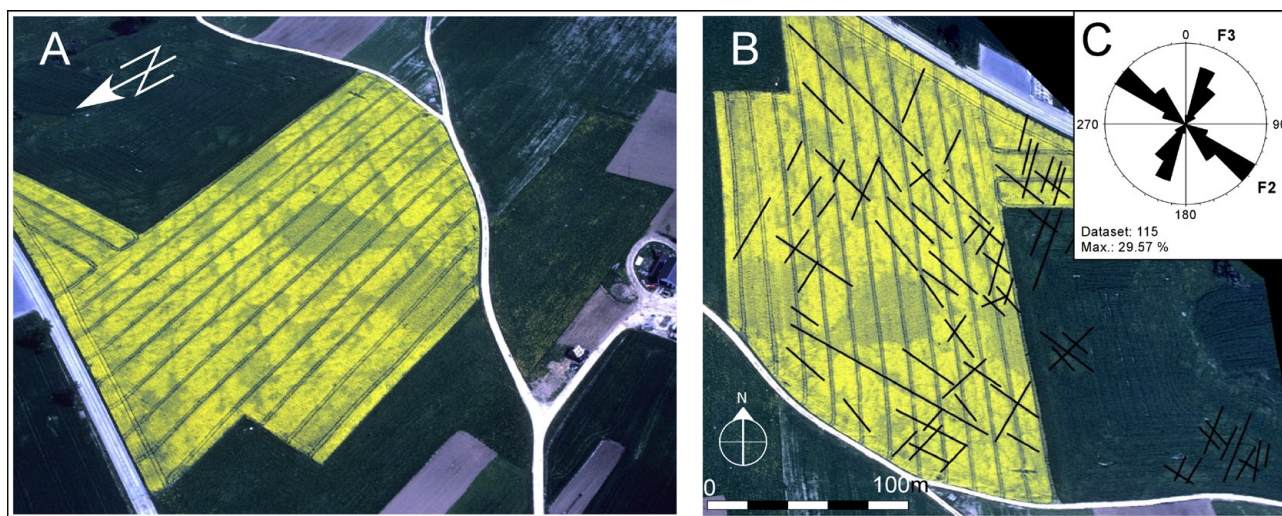


Fig. 3.27 Expression de la fracturation à Réclère, Le Cratât (561'500 / 247'240). A: vue aérienne non corrigée (photo J.-F. Nussbaumer). B: Traces sombres reportées sur photographie orthorectifiée. C: rosace des directions des traces sombres (1 valeur = 20m) et correspondance avec les familles de failles F2 (dominante) et F3.

la phase terminale de dépôt loessique dans la région, soit le Pléniglaciaire moyen à supérieur. Il est frappant de constater que, parmi ces dolines observées sur le terrain lors des sondages, les trois situées à l'E de la cordonnée 570'100 coïncident effectivement, sur les photos aériennes, à des taches sombres de dimensions correspondantes ! Par contre, plus à l'W, les autres dolines repérées sur le terrain sont situées dans le fond d'un léger vallon et la plus grande épaisseur de la couverture quaternaire (> 2 m) a empêché le développement de contrastes d'humidité suffisants pour qu'elles apparaissent sur les photos aériennes.

Sur la base de ces premiers résultats positifs, confirmant le lien entre les traces et le réseau de fractures, un examen systématique des photos aériennes réalisées par Swissphoto Vermessung AG pour le compte de la République et Canton du Jura (vols de mai-juin 1998) a été entrepris. Il a montré que ces traces sont visibles en de nombreux endroits d'Ajoie, essentiellement dans la partie centrale et méridionale du plateau de Bure, mais également dans la zone bordière au S de Porrentruy. Le tableau 3.5 en donne les coordonnées fédérales moyennes.

Ces réseaux géométriques se situent exclusivement sur substrat calcaire et plus nettement là où la couverture quaternaire est peu épaisse (entre 50 cm et 2 m environ). C'est donc sur les plateaux et anticlinaux à substrat jurassique qu'ils sont le plus marqués, alors qu'ils sont totalement absents des fonds de vallées – sèches ou drainées – et des terrains à substrat ter-

tiaire. Dans le premier cas, l'épaisseur du colmatage quaternaire est trop importante, dans le second, c'est la lithologie qui ne s'est pas prêtée à la karstification.

Afin d'illustrer cette expression de la fracturation et de la karstification subséquente observables en vue aérienne, deux sites particulièrement démonstratifs ont été retenus: Fontenais, Vabèche (N° 34, Tab. 3.5) et Bressaucourt, Noires Terres (N° 27, Tab. 3.5).

3.6.1.1 Dolines et sillons karstiques de Fontenais, Vabèche

Le site de Vabèche se trouve sur le plateau calcaire de Fontenais, légèrement incliné vers le NNW, à côté du cimetière qui domine le village et d'une ancienne carrière aujourd'hui en voie de comblement. Celle-ci a servi de station de mesures de la fracturation (station 16, chap.3.2.2.3), ce qui permet de comparer directement l'orientation spatiale des fissures qui affectent les calcaires kimméridgiens avec le réseau que forment les traces sombres observables sur le champ situé une centaine de mètres à l'W de la carrière (Fig. 3.28). Dans la zone bordière (au S de Porrentruy), les cinq familles de failles mises en évidence sur le plateau de Bure sont également présentes, mais avec une dispersion angulaire plus élevée. La station de la carrière de Fontenais est du reste la seule à avoir livré une image de la fracturation où les familles F1 à F5 sont toutes présentes. Ce sont toutefois les fractures subméridiennes de la famille F1 qui prédominent largement. Des accidents à rapporter à F5 sont également bien représentés.

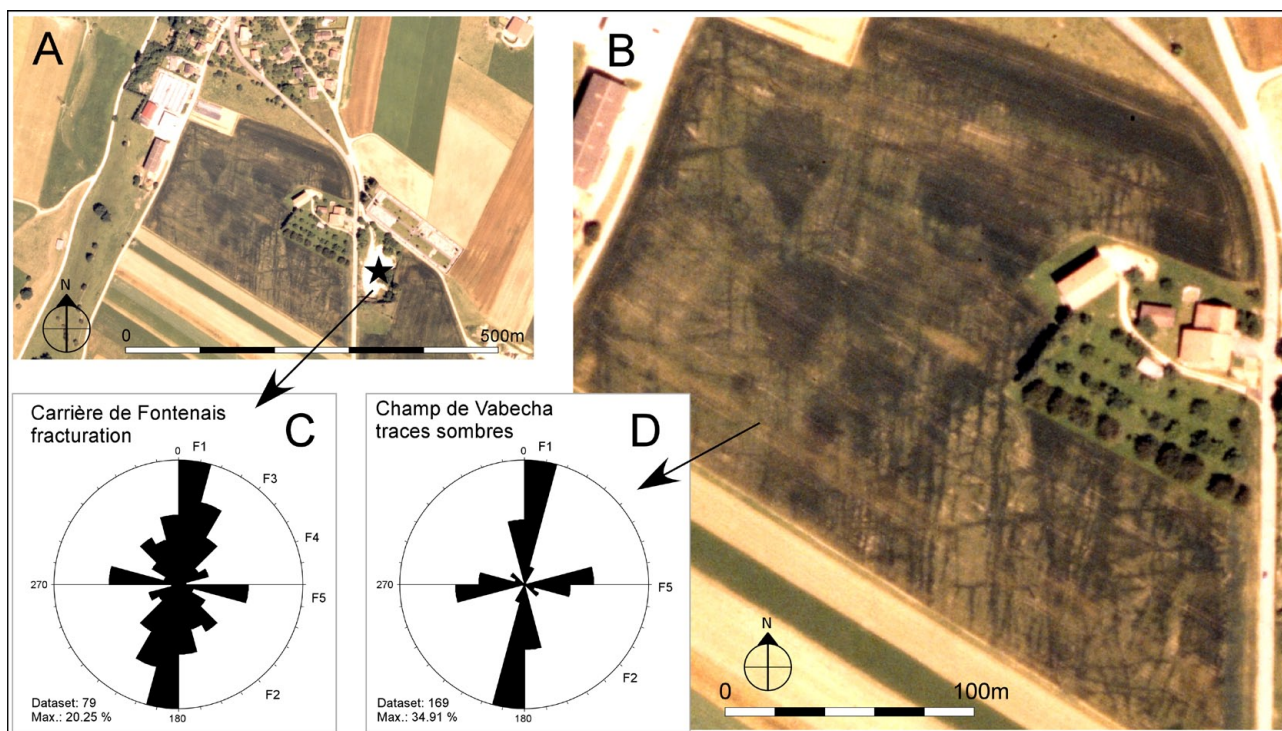


Fig. 3.28 Expression de la fracturation à Fontenais, Vabèche (572'860 / 249'610). A: vue générale du champ (centre de l'image) et de la carrière (étoile). B: Détail montrant le réseau de traces rectilignes sombres (failles) et de taches circulaires (dolines). C: rosace des directions de la fracturation à la carrière (station 16). D: rosace des directions des traces sombres (1 valeur = 20m) et correspondance avec les familles de failles F1, F2 et F5. Orthophoto réalisée par la République et Canton du Jura, édition 1998.

L'analyse spatiale des traces sombres révèle quant à elle une rosace des directions très proche de celle de la fracturation, avec une forte majorité de direction N-S correspondant à F1, suivie par une deuxième orientation préférentielle correspondant à F5. La corrélation entre fractures observées sur le terrain et sillons karstiques supposés est donc parfaite. En plus des figures rectilignes, une dizaine de taches circulaires sombres d'un diamètre allant de 5 m à 40 m apparaissent clairement dans la partie centrale du champ. Il s'agit là assurément de dolines. Les deux grandes formes alignées sur F1 dans la partie W du champ présentent même l'asymétrie caractéristique des dolines formées en situation de pente topographique, avec une bordure amont en v en une bordure aval en u (SALOMON 2000).

3.6.1.2 Karstification "en direct" à Bressaucourt, Noires Terres

À Bressaucourt, Noires Terres, en plus du réseau de fractures, ce sont les processus de karstification et de formation de vallées sèches, tels qu'ils sont proposés par AUBERT (1969) (Chap. 3.1.1), qui nous sont donnés à voir ! En effet, sur cette légère pente orientée au N

se dessinent non seulement tout un réseau de lignes sombres, mais également des traces plus larges. Ces dernières semblent constituées par des dolines juxtaposées les unes aux autres dans le sens de la plus forte pente et correspondent morphologiquement à un petit vallonnement (Fig. 3.29). Le substrat, tout comme à Fontenais, est constitué de calcaires kimméridgiens. À l'E et au N, des placages molassiques (Conglomérats de Porrentruy) ont contribué à imperméabiliser la vallée qui conduit de Bressaucourt à la petite cluse de Mavalau et au fond de laquelle subsiste un petit cours d'eau.

L'analyse directionnelle des lignes sombres montre qu'elles se répartissent en trois familles correspondant probablement à F1, F2 et F4. Quelques lignes peu abondantes, mais assez longues, de direction N155° sont visibles dans la partie NE de l'image. Elles sont probablement à rattacher à F1. Toutefois, en l'absence de station de mesures de la fracturation dans les environs, la relation entre fractures et traces sombres ne peut pas être davantage précisée. Ce qui est particulièrement frappant sur le site de Noires-Terres, c'est surtout l'agencement des taches circulaires sombres – c'est-à-dire des dolines – par rapport au réseau de

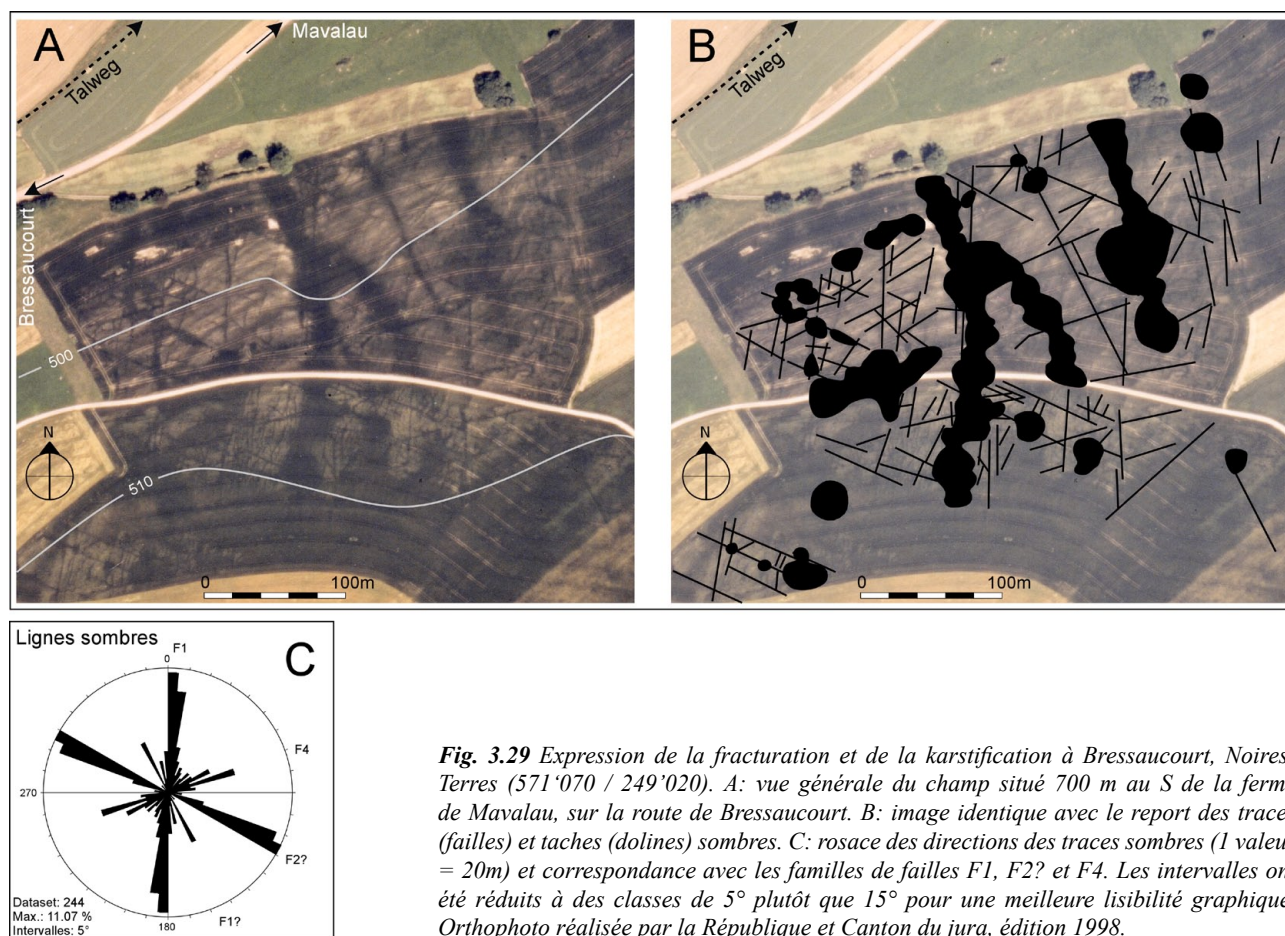


Fig. 3.29 Expression de la fracturation et de la karstification à Bressaucourt, Noires-Terres (571'070 / 249'020). A: vue générale du champ situé 700 m au S de la ferme de Mavalau, sur la route de Bressaucourt. B: image identique avec le report des traces (failles) et taches (dolines) sombres. C: rosace des directions des traces sombres (1 valeur = 20m) et correspondance avec les familles de failles F1, F2? et F4. Les intervalles ont été réduits à des classes de 5° plutôt que 15° pour une meilleure lisibilité graphique. Orthophoto réalisée par la République et Canton du Jura, édition 1998.

lignes sombres – c'est-à-dire des fractures: elles s'alignent selon quatre directions correspondant exactement à celles des fissures !

Ainsi, la relation qui a pu être établie entre réseau de fractures et dolines, par le croisement d'informations indirectes (photos aériennes) et directes (sondages mécaniques au sol), s'intègre pleinement dans les schémas classiques de karstification, notamment celui proposé par AUBERT (1969), qui peut être résumé simplement, selon les propres termes de l'auteur: "les dolines se développent en fonction du réseau de diaclases".

3.6.2 Rôle de la micro- et macro-fracturation en fonction du gradient hydraulique

L'analyse spatiale de la relation entre vallées sèches et fracturation à l'échelle des compartiments morphologiques a montré que celles-ci s'alignent préférentiellement sur les grands accidents kilométriques dans les compartiments à faible pente, mais davantage le long

des micro-fractures lorsque le relief est plus marqué (Chap. 3.4.2, Tab. 3.4). Cette "utilisation" différenciée des grands accidents kilométriques et des micro-fractures en fonction du gradient hydraulique constitue une piste de recherche intéressante en matière de karstogenèse. Pour ce faire, il faut toutefois postuler que le facteur prédominant de la formation des vallées sèches est la dissolution chimique conformément à l'hypothèse tectono-karstique d'AUBERT (1969). En effet, déduire de l'orientation du réseau de vallées sèches actuelles des principes concernant la formation et le développement des réseaux karstiques présuppose que tous deux procèdent de la même genèse, à savoir la dissolution chimique. En partant sur cette base, on peut avancer l'idée suivante: dans les situations à faible gradient hydraulique, soit sur les plateaux calcaires au relief peu marqué, les grands accidents tectoniques jouent le rôle de drains collecteurs le long desquels opère la karstification. La disposition des galeries de la Milandrine par rapport aux fractures vient confirmer cette hypothèse (Chap. 5.1.2). Par contre, le fort gradient hydraulique qui marque les zones au relief plus

accidenté, telles que les bords d'un plateau calcaire entaillé par un canyon par exemple, favorisera la karstification le long des fissures qui lui sont subparallèles, sans tenir compte de leur densité. Ainsi, des systèmes de fractures de forte fréquence, mais de directions par trop divergentes de celle du gradient hydraulique, seront délaissés par l'érosion chimique au profit de

discontinuités peut-être faiblement exprimées, mais orientées parallèlement aux écoulements karstiques.

Cette hypothèse rejoint les conclusions de plusieurs travaux portant sur le lien entre la tectonique et le karst. On mentionnera notamment CHOPPY (1985, 1997), pour qui le rôle de la tectonique dans la for-

N°	Commune	Lieu-dit	Coordonnées (moy.)	Photos aériennes
1	Réclère	Le Cratat	561 500 / 247 240	J.-F. Nussbaumer, mai 1992
2	Grandfontaine	La Férouse	563 100 / 249 250	J.-F. Nussbaumer, mai 1992
3	Réclère	Le Cratat	561 580 / 247 050	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
4	Grandfontaine	Corcelles	562 300 / 249 650	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
5	Grandfontaine	La Férouse	563 380 / 249 230	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
6	Grandfontaine	Grandgour	562 930 / 250 250	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
7	Rocourt	Le Boulais	564 660 / 248 410	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
8	Fahy	La Fiette	563 300 / 250 850	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
9	Fahy	Haut de la Bruyère	564 240 / 251 000	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
10	Fahy	Haut de la Bruyère	564 110 / 251 200	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
11	Abbévillers (France)	La Queudrotte	562 350 / 251 380	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
12	Abbévillers (France)	La Queudrotte	562 400 / 251 650	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
13	Abbévillers (France)	Douane	562 410 / 252 700	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
14	Fahy	Le Seuillet	563 530 / 252 450	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
15	Bure	Bois de Bure	566 100 / 253 300	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
16	Bure	Les Pâtets	565 000 / 254 460	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
17	Bure	Devaint Tchénét	566 870 / 254 700	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
18	Bure	Devaint Tchénét	566 720 / 254 780	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
19	Bure	Devaint Tchénét	566 780 / 255 020	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
20	Bure	Champs-Montants	567 500 / 253 820	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
21	Bure	La Table	567 970 / 254 050	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
22	Bure	La Table	568 090 / 254 170	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
23	Courchavon	Varandlin	569 000 / 253 150	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
24	Courtedoux	Les Boules	569 230 / 251 920	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
25	Bressaucourt	Les Echaux	570 140 / 249 800	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
26	Bressaucourt	Les Echaux	570 080 / 249 600	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
27	Bressaucourt	Noires-Terres	571 070 / 249 020	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
28	Bressaucourt	Verdat	570 900 / 248 840	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
29	Bressaucourt	Verdat	571 330 / 249 800	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
30	Fontenais	Verdat	571 480 / 248 820	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
31	Fontenais	Sous l'Aigle	572 370 / 249 150	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
32	Fontenais	Sous l'Aigle	572 900 / 249 240	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
33	Fontenais	Sous l'Aigle	572 770 / 249 310	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
34	Fontenais	Vabecha	572 860 / 249 610	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
35	Fontenais	Vabecha	573 110 / 249 470	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
36	Fontenais	Devant Voyeboeuf	573 590 / 250 530	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
37	Fontenais	Devant Voyeboeuf	573 730 / 250 650	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
38	Fontenais	Devant Voyeboeuf	573 860 / 250 530	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
39	Courgenay	Les Longennes	575 180 / 249 700	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
40	Courgenay	Champs Charbon	574 760 / 250 420	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
41	Porrentruy	La Perche	573 400 / 251 310	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
42	Courtemaîche	Grands Champs	571 750 / 257 620	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998
43	Lugnez	Les Voirandes	573 810 / 258 490	Swissphoto Vermessung AG, mai-juin 1998

Tab. 3.5 Localisation des réseaux de fracturation observés sur les photos aériennes.

mation du karst est en fait plus limité que ce qui est généralement admis: il est faux de dire que la fracturation "commande" le développement du karst. En effet, le karst suit une autre logique: les circulations karstiques sont "commandées" par le chemin de drainage, qui est celui de la perte de charge minimale entre le point d'absorption de l'eau et son émergence. Le long de ce chemin, la karstification "utilise" les fractures à disposition. L'étude des directions de fracturation exploitées par les réseaux karstiques du Causse de l'Hortus (Hérault, France) livre des conclusions semblables et met en évidence l'influence prépondérante du gradient hydraulique sur l'utilisation ou non d'une famille de failles (BOINET 1999). Sur la base de l'étude du réseau karstique des Sieben Hengste-Hohgant, au N de Thoune (Suisse), HÄUSELMANN et al. (1999) concluent également à un rôle limité du facteur tectonique dans le développement des karsts et mentionnent l'importance des facteurs géomorphologiques, parmi lesquels principalement la position des exutoires et des zones de recharges.

Si la fracturation n'est en définitive pas le seul facteur qui dicte les écoulements karstiques, elle en constitue cependant une des composantes essentielles, mais qu'il faut combiner avec d'autres paramètres, notamment géomorphologiques. Il apparaît dès lors qu'une analyse combinée de la fracturation et de la géomorphologie peut, en domaine calcaire tabulaire, apporter des compléments d'informations utiles – et à moindre frais ! – aux études hydrogéologiques classiques cherchant à définir les aquifères karstiques.

3.7 SYNTHÈSE

Parmi les différentes hypothèses morphogénétiques proposées dans la littérature pour expliquer la formation des vallées sèches, celle d'AUBERT (1969) fait intervenir conjointement la fracturation et les processus de dissolution. Elle répond au mieux à la situation rencontrée dans le Jura tabulaire d'Ajoie. Au mieux, mais pas complètement: l'érosion fluviale de surface a en effet incontestablement joué un rôle dans le façonnement de certaines vallées sèches particulièrement incisées. Mais ce rôle reste de manière générale largement subordonné à celui de l'érosion karstique. L'hypothèse d'Aubert consiste à ramener la formation des vallées sèches à des ouvalas linéaires, c'est-à-dire des formes de dissolution au même titre que les dolines et soumises aux mêmes lois, avec cette différence qu'elles auraient bénéficié d'un développement privi-

légié par la fracturation. La polarisation de l'érosion chimique aurait ainsi débouché sur le façonnement de dépressions allongées, par coalescence de dolines alignées sur les réseaux de fractures.

Afin de tester le bien fondé de cette hypothèse tectono-karstique, une analyse spatiale comparative de la fracturation du massif rocheux d'une part et de l'orientation des vallées sèches d'autre part a été menée sur le plateau de Bure. Cette étude a permis de confirmer en grande partie l'hypothèse d'Aubert, mais avec la réserve suivante: ni l'orientation des fractures ni leur densité ne sont capables d'expliquer à elles seules la direction des vallées sèches. La relation qui s'établit entre fracturation et vallées sèches n'apparaît qu'en combinaison avec un troisième paramètre, celui de la direction des écoulements. Associé aux deux précédents, c'est lui qui semble véritablement guider l'agencement des vallées sèches en familles directionnelles bien déterminées.

On note ainsi l'importance des grandes structures tectoniques (anticlinaux, horsts) qui créent le relief et déterminent les directions de l'écoulement, tant superficiel que dans l'épikarst, le long duquel les familles de failles "à disposition" vont être exploitées par l'érosion chimique. Les vallées sèches se sont ainsi formées par la coalescence de dolines alignées en chapelets le long des fractures parallèles à l'écoulement des eaux superficielles. Dans ce contexte, les grands accidents kilométriques qui tronçonnent toute l'Ajoie ont joué un rôle déterminant sur l'orientation des vallées sèches. Toutefois, le rôle des micro-fractures a pu être clairement démontré: organisées en réseau dense, ce sont elles qui forment en fait les grands accidents kilométriques reportés sur les cartes géologiques.

La hiérarchisation et le caractère localement dendritique du réseau de vallées sèches (Chap. 2.3.3) s'explique ainsi aisément, par le simple fait que, en milieu calcaire subtabulaire, la karstification progresse le long des fractures parallèles à l'écoulement général, comme le ferait l'érosion normale sur substrat imperméable. Il y a donc convergence de formes, malgré un processus différent (karstique et non fluviale).

Les processus de formation de vallées sèches par karstification préférentielle le long des fractures ont trouvé une confirmation inattendue par l'observation de photos aériennes (Chap. 3.6.1): des réseaux de traces rectilignes orthogonales sombres, nettement visibles dans les champs, correspondent à des sillons karstiques dont le remplissage quaternaire est plus humide

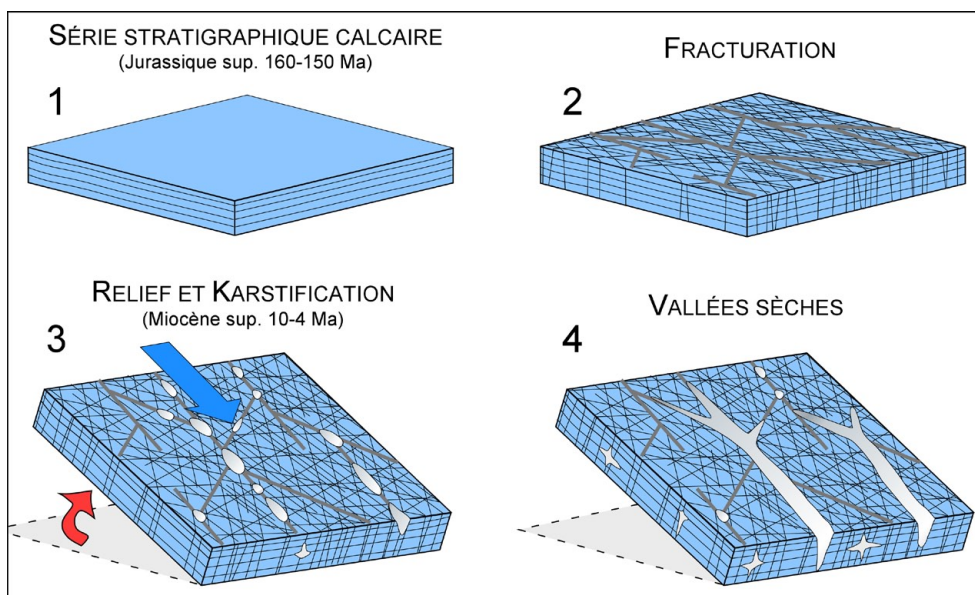


Fig. 3.30 Schéma d'évolution du relief en Ajoie. Après le dépôt de la série jurassique (1) se forment des fractures le long desquelles s'amorce la karstification à l'Eocène déjà (2). Mais celle-ci n'a véritablement fonctionné comme agent du paysage qu'à partir de la mise en relief du Jura plissé et du plateau de Bure au Miocène supérieur (3). Suite à la création d'un gradient hydraulique, l'érosion karstique a été renforcée et polarisée le long des familles de failles sub-parallèles aux directions des écoulements de surface, façonnant peu à peu le réseau de vallées sèches actuelles (4).

que l'encaissant calcaire. Par endroits, ces réseaux sont ponctués par des taches sombres circulaires. Situées aux intersections des traces rectilignes, elles correspondent à des dolines.

En ce qui concerne l'aspect chronologique, le hiatus sédimentaire entre les calcaires jurassiques, qui constituent le substrat des vallées sèches, et les placages de sédiments pléistocènes qui les comblent partiellement, ne favorise pas les choses, loin s'en faut : 150 Ma, c'est long comme lacune ! Le temps à disposition pour créer les vallées sèches est donc immense, et il serait simpliste de n'en considérer que les deux derniers millions d'années pour expliquer la formation du paysage actuel. Au contraire, l'histoire des vallées sèches d'Ajoie est bien plus ancienne et a certainement débuté précocement, dès les premières mises en relief de la région (Chap. 6). Elle aurait ainsi pu débuter à l'Eocène déjà, mais n'a véritablement pris son essor qu'au Miocène supérieur, alors que la mise en relief du Jura plissé et du plateau de Bure a augmenté les processus de karstification par la création d'un gradient hydraulique (Fig. 3.30).

Une étude réalisée dans un tout autre domaine – et avec de tout autres moyens ! – apporte une confirmation à certains des résultats discutés ci-dessus. Il s'agit d'une investigation par sismique 3D de l'architecture d'une plate-forme carbonatée du Miocène, au large de la Malaisie (VAHRENKAMP et al. 2004). Des coupes horizontales à travers la plate-forme ont permis aux auteurs de mettre en évidence trois niveaux de réseaux

karstiques étagés. Ces derniers sont alignés sur le système de failles régional, prouvant ainsi le rôle du contrôle tectonique sur la karstification. D'autre part, cet exemple montre que la géométrie des réseaux karstiques – dans ce cas dendritique, avec une tendance rectangulaire – peut se révéler très hiérarchisée et ressembler ainsi aux réseaux fluviaux, alors même qu'aucun agent fluvial n'a fonctionné lors de leur formation. Finalement, d'un point de vue chronologique, cette étude met en évidence une karstification précoce et relativement rapide de la plate-forme. Les trois niveaux de réseaux karstiques se sont en effet formés vraisemblablement successivement, entre 15 et 12 Ma, chacun lors de phases d'émersion de quelques centaines de milliers d'années tout au plus (une karstification postérieure n'est pas envisageable, la plate-forme ayant été noyée puis recouverte par des siliciclastiques au Miocène supérieur).

D'un point de vue méthodologique, l'étude que nous avons menée a montré l'importance d'aborder la morphogenèse des vallées sèches à différentes échelles, chacune d'entre elles ayant livré des résultats complémentaires. En outre, il faut relever que la vision détaillée à grande échelle, qui a combiné les approches qualitative (interprétation morphotectonique à partir de photographies aériennes en vision stéréoscopique) et quantitative (mesure des directions de failles et de vallées sèches), s'est révélée particulièrement fructueuse. En définitive, puisque la formation des vallées sèches procède de plusieurs mécanismes interdépendants, il est logique que ce soit en multi-

pliant les points de vues, les échelles d'observation et les outils d'analyse que l'on augmente les chances d'en comprendre la genèse !

Pour terminer, nous aimerions encore reprendre la question formulée en introduction du chapitre 3.2 consacré à l'analyse de la fracturation: dans quelle mesure la morphologie doit elle être utilisée par les géologues lors du levé cartographique des accidents tectoniques ? Le rôle prépondérant des processus tectono-karstiques dans la formation des vallées sèches d'Ajoie, tel qu'il été mis en évidence par la présente étude, nous incite à accorder à la morphologie une grande importance pour la cartographie des failles. Le géologue qui "utilise" la morphologie du terrain pour tracer ses failles procède finalement de la même

démarche que l'eau qui a "utilisé" les failles à disposition pour se diriger vers l'exutoire le plus proche. Mais, si les vallées sèches correspondent toujours à des zones de fractures, l'inverse n'est par contre pas vrai. Des familles de failles dominantes peuvent très bien passer totalement inaperçues dans le paysage, si leur orientation est perpendiculaire à la direction des écoulements. En outre, l'étude combinée des micro-fractures, visibles à l'échelle de l'affleurement, et des grands accidents, reportés sur les cartes géologiques, a clairement montré que ces derniers existent bel et bien, mais "s'expriment" autrement que par des plans de rupture uniques, dont la persistance atteindrait plusieurs kilomètres. Au contraire, il s'agit davantage de "bandes fracturées" qui sont constituées de petites failles disposées en échelons.

4 - MORPHOGENÈSE DU PLATEAU CALCAIRE DE LAUFON

Il est apparu intéressant d'appliquer la méthode d'étude morphogénétique mise en place en Ajoie à une autre région de l'arc jurassien. Le plateau calcaire situé entre Laufon et Dittingen, 30 km à l'W de Porrentruy, a été choisi. En effet, bien que situé dans le Jura plissé, il présente des conditions géomorphologiques et géologiques analogues à celles rencontrées en Ajoie (Fig. 1.1 et 4.1).

4.1 GÉOLOGIE

Le contexte géologique est similaire à celui du Jura tabulaire d'Ajoie. La partie NW du bassin synclinal de Laufon est caractérisée par des assises calcaires sub-tabulaires plongeant légèrement (5 à 10°) vers le SE en direction de la Birse (BUXTDORF & CHRIST 1936). Il s'agit de calcaires du "Séquanien" (Oxfordien moy. à sup., GYGI 1995), profondément entaillés par des vallées dont certaines, sans écoulement superficiel, sont des vallées sèches. Les reliefs tabulaires délimités par ces sillons d'érosion sont recouverts, à l'W de Laufon, par une mince couverture de limons d'altération contenant des galets quartzitiques pouvant atteindre un mètre de diamètre. Au S de Dittingen, ce sont des limons altérés exempts de galets siliceux qui tapissent le plateau dominant la vallée sèche de Schachlete.

L'âge et la mise en place de ces formations meubles qui reposent sur les calcaires jurassiques sont encore sujets à discussion: les limons à galets siliceux, connus dans le Jura suisse au S de Bâle sous le terme de "Wanderblock-Formation", constituent vraisemblablement les reliques altérées du remplissage molassique final du bassin de Laufon représenté par la Jura-Nagelfluh, en provenance du N (KEMNA & BECKER-HAUMANN 2003). Ils ne peuvent être datés pré-

cisément, mais ont dû se déposer avant le plissement du Jura, période qui s'étend entre 11 et 3 millions d'années avant aujourd'hui (KÄLIN 1997), soit probablement à la base du Miocène supérieur. La période d'altération et de remaniement de ces dépôts est encore plus difficile à estimer et couvre probablement la lacune sédimentaire du Miocène supérieur (correspondant grosso modo au plissement du Jura) ainsi que vraisemblablement le Pliocène et une partie du Pléistocène. En effet les éléments siliceux sont mélangés à des sédiments loessiques, altérés et remaniés, dont le dépôt primaire est probablement d'âge pléistocène ou plus jeune. Les

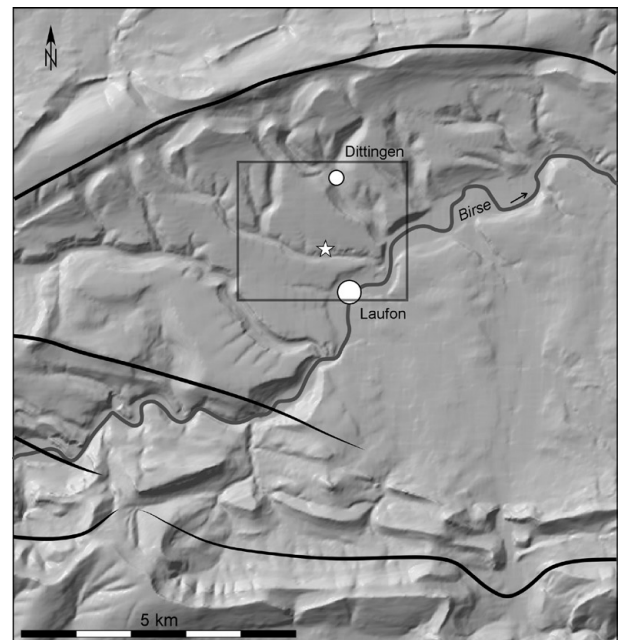


Fig. 4.1 Carte en relief du bassin de Laufon, délimité au N et au S par des anticlinaux (traits foncés noirs). Le rectangle représente la limite de l'étude morphogénétique et l'étoile le site à faune tardiglaciaire de Dittingen Schachlete. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

limons d'altération exempts de galets siliceux sont rattachés par BUXTORF & CHRIST (1936) au Quaternaire. Il paraît raisonnable d'admettre qu'il s'agit là de dépôts loessiques altérés et en partie remaniés, d'âge pléistocène supérieur.

Le remplissage karstique d'une gouttière d'érosion orientée N-S, soit perpendiculaire à la vallée sèche principale de Schachlete, a livré une riche faune datée, tant par datations ^{14}C que par palynologie, du début de l'interstade Bølling-Allrød (RENTZEL et al. 1999).

4.2 MORPHOGENÈSE

Le périmètre d'étude (Fig. 4.1) concerne le plateau calcaire délimité au SE par la Birse et au NW par les premiers contreforts de l'anticlinal de Blauen. Ce plateau est entaillé par trois vallées orientées globalement NW-SE et dont seule la centrale – celle de Schachlete – ne présente pas d'écoulement superficiel.

4.2.1 Directions de la fracturation

Les mesures de la fracturation proviennent de la carrière qui a livré en 1996, lors d'une extension des travaux d'exploitation, les restes faunistiques tardiglaciaires (coordonnées: 604'275 / 253'100) (Fig. 4.2). Le levé a été réalisé le long de deux lignes orientées perpendiculairement (N-S et E-W), correspondant au front de taille de la carrière. Les mesures, regroupées par classe de 15° , font ressortir quatre familles principales de failles subverticales (F1-F4), auxquelles s'ajoute une cinquième famille peu représentée (F5):

- F1: N165°±15
- F2: N127°±7
- F3: N020°±15
- F4: N067°±7
- F5: N100°±10

L'analogie de ce réseau de fracturation avec celui mis en évidence sur la dalle à traces de dinosaures de Courtedoux, Sur Combe Ronde (Fig. 3.6) est frappante: les cinq directions de fracturation sont en effet identiques, sans pour autant que leur fréquence soit la même. La rosace des directions (Fig. 4.3, B) permet une lecture graphique mettant en évidence l'importance relative des différentes familles de failles dont la numérotation suit celle mise en place en Ajoie. On pourrait ainsi considérer que les familles F2 et F3

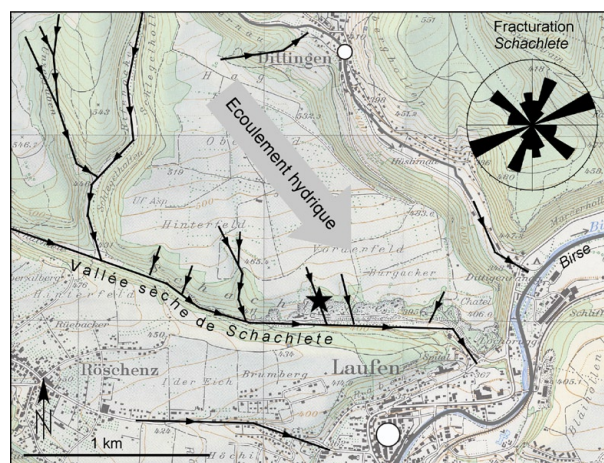


Fig. 4.2 Tronçons droits et pentes des vallées sèches entaillant le plateau calcaire entre Dittingen et Laufen. Les mesures de la fracturation proviennent du site tardiglaciaire de Schachlete, représenté par une étoile. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

matérialisent deux systèmes décrochants conjugués, associés à des fentes de tension représentées par les accidents de la famille F1. Les fracturations F4 et F5 se seraient quant à elles développées plus tard, lors de deux phases de déformation ultérieures. Des mesures de déplacements seraient toutefois nécessaires pour valider cette hypothèse.

En résumé, le plateau calcaire est affecté par une fracturation assez intense qui, bien que subdivisée en familles bien délimitées, se développe selon un système radial relativement homogène.

4.2.2 Directions des vallées sèches

Les tronçons droits des vallées sèches ainsi que des vallons de plus faible dimension ont été reportés sur la figure 4.2 à partir du fond topographique au 1:25'000. Leur direction a ensuite été mesurée, ceci en tenant compte de la longueur de chaque tronçon. Ainsi, pour chaque tronçon de 200 m correspond une valeur de direction. La rosace qui en découle (Fig. 4.3, A) met en évidence trois directions principales, notées par ordre d'importance:

- V1: N157°±7
- V2: N110°±15
- V3: N005°±10

L'érosion sur le plateau calcaire s'est donc développée de façon polarisée, selon trois orientations préférentielles.

4.2.3 Comparaison entre directions de la fracturation et directions des vallées sèches

La comparaison graphique des deux rosaces, correspondant respectivement à l'orientation des vallées sèches et à la fracturation du massif calcaire (Fig. 4.3, A et B) montre une corrélation imparfaite: d'un point de vue qualitatif, les trois directions préférentielles des vallées sèches correspondent toutes à des réseaux de fracturation existants, mais le réseau de faille F4 ne correspond à aucun axe de vallée sèche. Du point de vue de la fréquence, la direction principale des vallées sèches (V1) correspond à une famille de fracturation qui n'est pas dominante (F1), alors que les fissures les plus représentées (F4) ne correspondent à presque aucun axe de vallée sèche.

On peut donc en déduire que les vallées sèches se développent forcément le long d'axes correspondant à des zones de faiblesse tectonique, mais que ces dernières ne seront pas obligatoirement toutes exploitées par l'érosion ultérieure. Ce fait est bien illustré par la quasi-absence de sillons d'érosion WSW-ENE, alors qu'il s'agit là de la famille de failles la plus marquée.

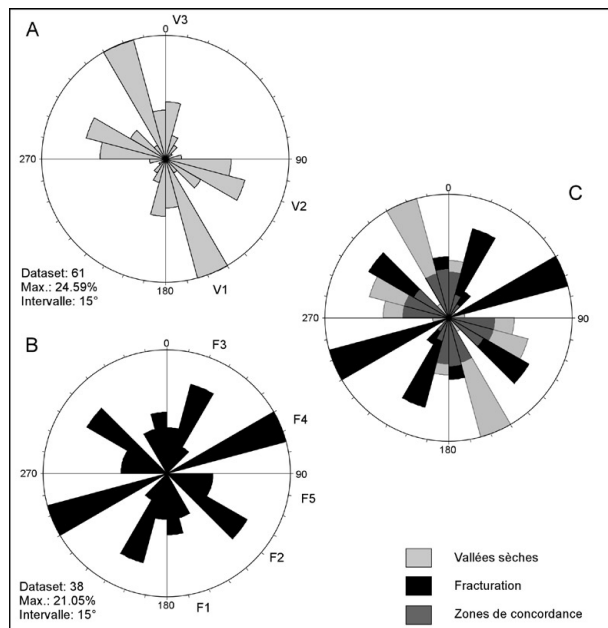


Fig. 4.3 Rosaces des directions des vallées sèches sur le plateau calcaire entre Laufon et Dittingen (A), des directions de la fracturation à Dittingen Schachlete (B) et superposition graphique des deux diagrammes (C).

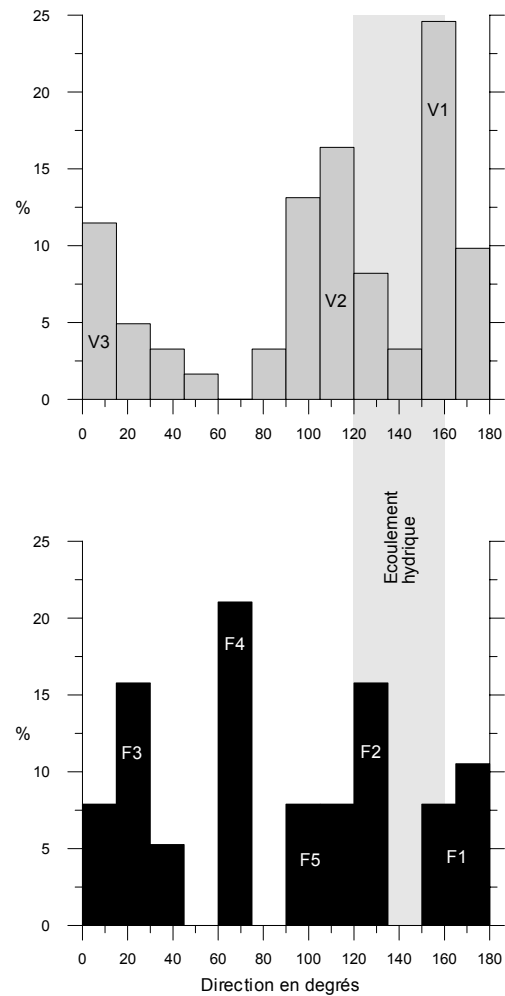


Fig. 4.4 Corrélation entre direction des vallées sèches (en haut) et de la fracturation (en bas), en fonction de la direction moyenne de l'écoulement hydrique ($N140^{\circ} \pm 20^{\circ}$).

4.2.4 Recherche d'un paramètre de corrélation

La superposition des deux graphiques montre globalement deux zones de concordance entre le réseau des vallées sèches et celui formé par les fissures. Ces zones sont orientées NNW-SSE et WNW-ESE (Fig. 4.3, C). En revanche, dans les directions couvrant le quart NE de la rosace ($N045^{\circ} \pm 40^{\circ}$), la corrélation est faible (entre F3 et V3), voire nulle (F4). Ceci implique que ni la direction des fissures, ni leur fréquence, pas plus qu'une combinaison de ces deux facteurs, ne sont à même d'expliquer à elles seules l'orientation des vallées sèches. Le facteur déterminant correspond en fait à la direction moyenne des écoulements hydriques, laquelle est de $N140^{\circ} \pm 20^{\circ}$. Par écoulements hydriques, on entend à la fois ruissellement superficiel et écoulement karstique. La direction du premier correspond à

la pente topographique et celle du second est déterminée par l'exutoire principal. Dans les situations tabulaires, ces deux vecteurs sont en général semblables.

Ainsi, les deux familles de fissures F2 et F1, qui sont les plus proches de cette direction moyenne, ont été préférentiellement exploitées par l'érosion, alors même qu'elles ne constituent pas des familles de fracturation dominantes en terme de fréquence. Ceci est illustré par le diagramme de la figure 4.4 qui reprend les mêmes données que celles des rosaces, mais sous la forme d'histogrammes, permettant ainsi de mettre en évidence le rôle de la direction des écoulements dans la morphogenèse des vallées sèches.

4.2.5 Bilan et discussion

L'application de la méthode d'étude morphogénétique mise en place en Ajoie, au plateau calcaire de Laufon, a livré deux résultats intéressants. D'un point de vue méthodologique tout d'abord, la méthode s'est révélée adaptée, rapide et facile à mettre en œuvre. Du point de vue de la morphogenèse des vallées sèches d'autre part, les résultats obtenus sont semblables à ceux que cette même analyse a révélés en Ajoie, confirmant par là même l'importance jouée par la direction des écoulements superficiels sur la répartition des vallées sèches, et le rôle secondaire joué par la fracturation.

5 - RELATION ENTRE FRACTURATION, RIVIÈRES SOUTERRAINES ET VALLÉES DRAINÉES

La connaissance détaillée de la fracturation de l'Ajoie étant acquise, il nous a paru intéressant de sortir du cadre spécifique pour lequel elle a été originellement établie – à savoir la morphogenèse des vallées sèches – pour nous intéresser à son rôle éventuel sur la direction des écoulements souterrains. En effet, une corrélation positive entre fractures et rivières souterraines tendrait à asseoir l'hypothèse tectono-karstique de la formation des vallées sèches ! Par ailleurs, cette étude complète utilement le chapitre 3.6 (Fracturation et karstogenèse), dans lequel les galeries souterraines n'ont pas été abordées. Les réseaux de la Milandrine et de l'Ajoulot, les deux rivières souterraines de l'Ajoie, seront utilisés dans ce but. Dans un deuxième temps, ce chapitre abordera encore l'éventuel lien entre fractures et vallées drainées.

5.1 COMPARAISON ENTRE DIRECTIONS DE LA FRACTURATION ET DIRECTIONS DES RIVIÈRES SOUTERRAINES

5.1.1 Méthode

Les tronçons droits des galeries souterraines de la Milandrine et ceux du réseau amont du Creugenat, lequel constitue l'essentiel de la partie actuellement explorée de l'Ajoulot, ont été tracés sur la base des plans topographiques relevés par les spéléologues (GIGON 1986). Ces plans sont suffisamment précis pour permettre un découpage en tronçons de 25 m de long pour les galeries amont du Creugenat (89 données) et de 50 m pour celles de la Milandrine (219 données). Au total, la base de données comprend donc 308 tron-

çons droits dont les valeurs de direction ont été statistiquement représentées sous forme de rosaces, à l'aide du logiciel TectonicsFP 1.6.01.

5.1.2 Milandrine

Entre le puits du Maira au S et la Bâme qui constitue l'exurgence de crue au N, les galeries de la Milandrine se répartissent en deux grandes familles principales: N-S, à l'instar de la galerie des Fossiles par exemple et SW-NE comme la galerie de l'Affluent (Fig. 5.1). Dans le détail, les directions subméridiennes peuvent se subdiviser en deux groupes (G2 et G3) et deux familles de faible fréquence apparaissent encore (G4 et G5). Au final, cinq familles peuvent être distinguées:

- G1: N050°±10
- G2: N000°±5
- G3: N160°±5
- G4: N100°±10
- G5: N125°±10

L'étude de la fracturation livre quant à elle une rosace subdivisée en quatre familles de micro-fractures, largement dominées par le groupe subméridien qui totalise 40% des accidents (station 13, Chap. 3.2.2.3):

- F1: N170°±15
- F2: N125°±10
- F3: N025°±10
- F4: N070°±10

A ces discontinuités s'ajoutent encore les trois familles d'accidents kilométriques FI (N005°±5), FII (N145°±5) et FIII (N050°±10).

La superposition graphique des deux rosaces montre une très bonne corrélation entre l'orientation

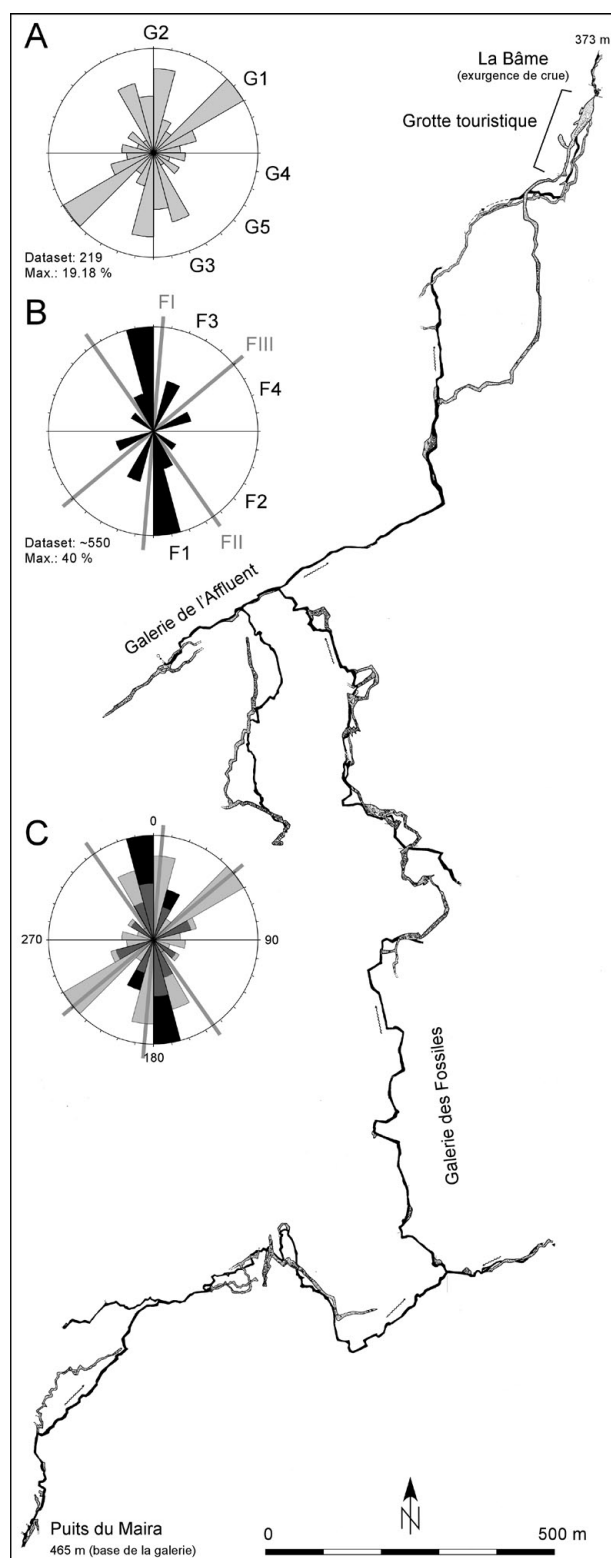


Fig. 5.1 Plan du réseau souterrain de la grotte de Milandre (d'après GIGON 1986). A: rosace des directions des tronçons droits des galeries; B: rosace de la fracturation au Maira (station 13); C: superposition graphique des deux diagrammes.

des galeries et celle des discontinuités tectoniques (Fig. 5.1, C). Les deux familles principales G1 et G2 coïncident parfaitement avec les grands accidents kilométriques FIII et FI, alors qu'aux familles secondaires G3 et G5 correspondent les familles de micro-fractures F1 et F2. Seule la famille G4 ne trouve pas de pendant tectonique. De direction $N100^\circ \pm 10$, cette famille d'axes de galerie correspond toutefois à la famille de micro-fractures F5, repérée dans d'autres stations de mesures du plateau de Bure.

5.1.2.1 Discussion

Même si la corrélation tectonique - galeries est très bonne, il est frappant de constater que ce sont surtout les grandes failles kilométriques qui influencent l'agencement des galeries karstiques, tout comme dans le cas des vallées sèches (Chap. 3.4.1). Les nombreuses micro-fractures observées sur le terrain ne jouent apparemment qu'un rôle secondaire sur l'orientation des conduits souterrains de la Milandrine. Cette constatation, fort troublante à première vue, s'interprète aisément à la lumière des résultats de l'étude tectonique (Chap. 3.2.3.3): les grandes failles représentées sur les cartes géologiques ne correspondent effectivement pas à des plans de ruptures uniques, mais à des bandes constituées de fractures de Riedel disposées en échelons. Ainsi, dans le cas de la Milandrine, la dissolution karstique a exploité préférentiellement ces zones intensément cisailées. Dès la phase initiale de la karstification, ces axes ont dû fonctionner comme couloirs de drainage préférentiel dans lesquels se déversaient, et se déversent toujours, l'écoulement latéral provenant de compartiments rocheux, certes micro-fissurés, mais moins perméables. Contrairement aux apparences, les micro-fractures jouent donc un rôle primordial dans la mesure où elles se relaient pour former les grands accidents kilométriques le long desquels la dissolution karstique a créé les galeries que l'on connaît aujourd'hui.

En matière d'écoulements souterrains, cette étude montre que, dans cette partie du plateau de Bure, les grands accidents kilométriques jouent le rôle de couloirs de drainage préférentiel et non pas de barrières hydrologiques. Ce fait avait déjà été proposé sur la base de l'étude des rôles respectifs des micro- et macro-fractures sur la karstogenèse, en fonction du gradient hydraulique (Chap. 3.6.2). En outre, GRETILLAT (1998) mentionne que les trois directions principales de fracturation (correspondant aux failles kilométriques FI, II et III) règlent les directions d'écoulement en Ajoie. Et, grâce à des observations faites précisément sur le

site de Bure, JEANNIN (1995) a pu confirmer la validité du concept schématique de fonctionnement karstique, selon lequel un réseau de conduits karstiques très perméables menant à l'exutoire draine des volumes peu perméables de roches fissurées entourant le réseau.

Les résultats de cette étude comparative rejoignent également les conclusions de l'étude morphotectonique réalisée sur les vallées sèches du Sylleux et de Combe Ronde (Chap. 3.4.3). Bien qu'orientées exactement le long d'un grand accident kilométrique, ces vallées se décomposent effectivement en tronçons droits de plus petites dimensions qui correspondent à des escarpements de failles visibles sur le terrain.

Finalement, la convergence de faits observés tant sur un système de vallées actuellement sèches (Combe du Sylleux et Combe ronde) que sur un réseau karstique encore actif (Milandrine), suggère fortement que le même processus, en l'occurrence la karstification, est à l'origine des deux systèmes. En outre, si l'on considère le réseau de la Milandrine à plus petite échelle et qu'on le compare au réseau dessiné par les vallées sèches avoisinantes au N du Maira, on est tout de suite frappé par la concordance géométrique des deux systèmes (Fig. 2.9). Ce fait suggère également qu'ils ont été tous deux influencés par un même réseau de fractures et qu'ils procèdent d'une même genèse: la karstification.

5.1.3 Galeries amont du Creugenat (Ajoulote)

La partie actuellement connue de l'Ajoulote, en amont du gouffre émissif du Creugenat (Chap. 2.4.3.1), forme un réseau d'orientation générale WSW-ENE, dont les galeries totalisent un développement de 1910 m pour une dénivellation maximale de 34 m seulement (GIGON 1986, Fig. 5.2). Elles se répartissent selon trois orientations préférentielles bien marquées:

- G1: N070°±5
- G2: N095°±10
- G3: N010°±5

Il faut préciser que la topographie des deux cents premiers mètres de l'Ajoulote, en amont du gouffre émissif du Creugenat, a été réalisée en technique de spéléo-plongée et qu'elle souffre certainement de quelques imprécisions. Ceci ressort du reste sur le plan de la cavité, à l'allure moins géométrique pour les parties en siphon. Mais la conformité générale avec les parties non inondées nous a toutefois incité à tenir compte de l'ensemble des galeries pour notre étude.

Les mesures de la fracturation proviennent quant à elles de la carrière de la Combe Varu, située quelques centaines de mètres plus au S (station 15, Fig. 3.5).

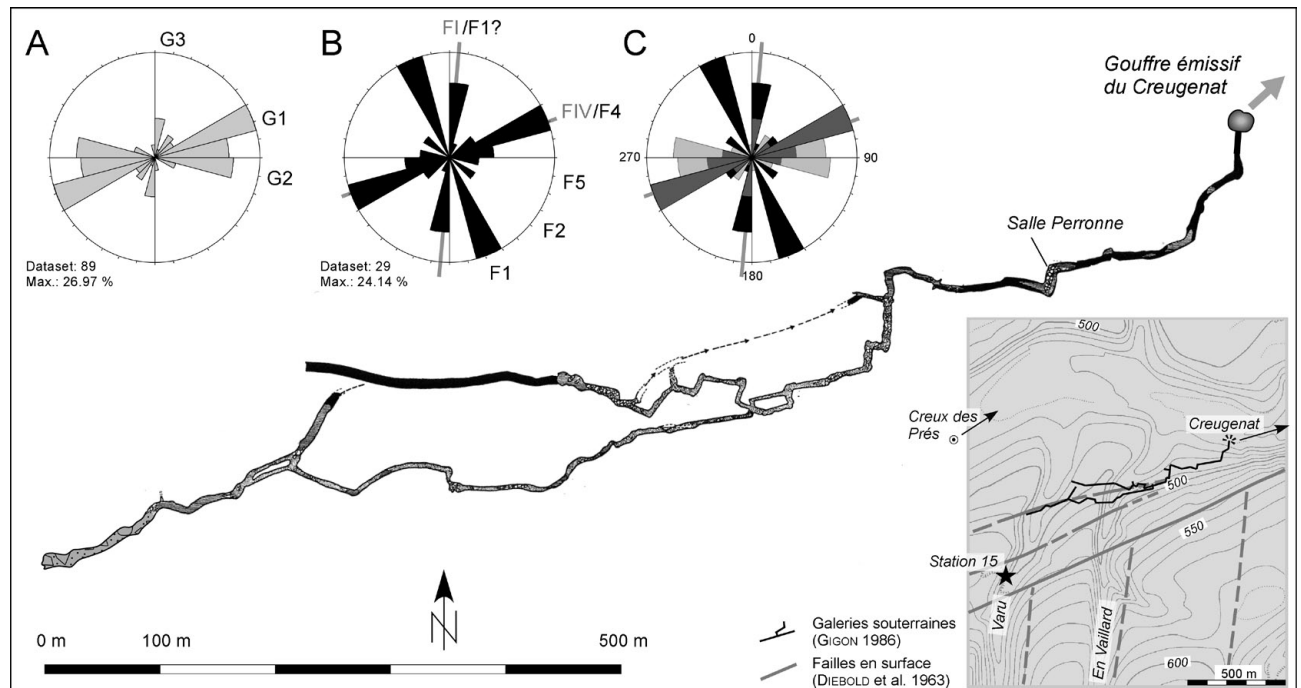


Fig. 5.2 Plan du réseau souterrain amont du Creugenat (d'après GIGON 1986). Les parties noires correspondent aux siphons. A: rosace des directions des tronçons droits des galeries; B: Rosace de la fracturation à la Combe Varu (station 15); C: superposition graphique des deux diagrammes.

Les fractures y sont fortement polarisées selon deux directions orthogonales principales que l'on peut rattacher à F1 et F4; une troisième direction subméri-dienne, probablement à rattacher aussi à F1 (et notée F1 ?), est également bien représentée; deux systèmes peu marqués complètent le tableau (F2 et F5):

- F1: $N155^{\circ}\pm 5$
- F4: $N070^{\circ}\pm 15$
- F1 ? : $N005^{\circ}\pm 5$
- F2: $N125^{\circ}\pm 5$
- F5: $N100^{\circ}\pm 5$

A ces fractures s'ajoutent encore deux familles d'accidents kilométriques: FI, dont de nombreux individus subméridiens tronçonnent la terminaison occidentale de l'anticlinal du Banné, et FIV ($N070^{\circ}\pm 5$), qui n'apparaît que localement à l'amont du Creugenat. A noter pour cette dernière qu'elle se matérialise aussi sur le terrain par des micro-fractures de direction identique (F4), contrairement à FI, FII et FIII.

La superposition graphique des deux diagrammes montre une très bonne corrélation entre fractures et galeries, particulièrement entre G1 et F4/FIV. G2 correspond certainement à la famille de micro-fractures F5, même si celle-ci n'est que peu fréquente à la station de mesure de la Combe Varu.

5.1.3.1 Discussion

La corrélation bien marquée entre fracturation et réseau karstique confirme ce qui a été proposé dans l'étude concernant la Milandrine, à savoir le rôle déterminant des fractures sur l'orientation des galeries karstiques et leur rôle de drain hydrogéologique. Dans le cas des galeries amont du Creugenat, il semble toutefois que les accidents FIV jouent tout à la fois le rôle de drain et de barrière. En effet, la partie explorée de la rivière souterraine ne suit pas le talweg de la vallée sèche principale, mais recoupe perpendiculairement la terminaison septentrionale de la Combe en Vaillard et de la Combe Varu (Fig. 5.2). La raison en est probablement que l'écoulement karstique en provenance du S est stoppé à la hauteur de ces accidents FIV et drainé ensuite vers le Creugenat. A noter qu'une cavité a été découverte lors de l'exploitation de la carrière de la Combe Varu, mais que sa désobstruction, menée par le GSP, a été arrêtée faute de moyens. Il est vraisemblable que cette galerie suive l'accident kilométrique FIV situé juste à l'aval, pour rejoindre le réseau du Creugenat vers le NE.

5.2 COMPARAISON ENTRE DIRECTIONS DE LA FRACTURATION ET DIRECTIONS DES VALLÉES DRAINÉES

Trois rivières pérennes drainent l'Ajoie en surface (Fig. 2.1). La principale est l'Allaine, qui prend sa source au-dessus de Charmoille, s'écoule vers l'W en direction de Porrentruy, recoupe ensuite la terminaison orientale du plateau de Bure pour rallier Delle sur territoire français. Les deux autres sont la Coeuvatte et la Vendline, du nom des villages où elles prennent source. De faible débit, elles s'écoulent vers le NNW pour rejoindre l'Allaine au N de Delle. La Vendline recoupe l'anticlinal de Réchésy en cluse, alors que la Coeuvatte le contourne et recoupe ensuite la terminaison E de l'anticlinal de Florimont (Fig. 2.3).

5.2.1 Méthode

Les tronçons droits des vallées drainées ont été cartographiés dans le cadre de l'étude géomorphologique selon la même méthode que celle utilisée pour tracer les axes des vallées sèches (Chap. 2.4; Fig. 2.9): ils ont tout d'abord été reportés sur Arcview 3.2 à partir des fonds topographiques au 1:25'000 et 1:50'000, puis exportés dans le logiciel de dessin Canvas 8.06 en format vectoriel (cgm), ceci afin d'obtenir la longueur et l'angle de chacun d'entre eux. Ils ont ensuite été subdivisés en portions de 500 mètres, statistiquement représentatives. A chaque tronçon de vallée drainée de 500 m correspond donc une valeur de direction. Dans ce chapitre, seule la partie aval de l'Allaine sera prise en compte, soit entre Porrentruy et Delle. Les petits affluents qui rejoignent la Coeuvatte et la Vendline dans leur partie amont ne seront pas non plus considérés. Au final, la base de données à disposition comprend 76 tronçons droits d'environ 500 mètres de longueur et de direction connue. Le traitement statistique des données et leur représentation graphique ont ensuite été réalisés à l'aide des logiciels Excel et TectonicsFP 1.6.01.

Les données de la fracturation utilisées pour l'étude comparative sont celles du plateau de Bure (Fig. 3.13). Effectivement, aucune station de mesures ne se situe dans la zone qui borde le plateau de Bure, entre la Coeuvatte et la Vendline. Il faut relever que cette absence de données dans la zone bordière constitue une entrave à une étude comparative rigoureuse, puisque les deux jeux de données directionnelles qui sont comparés proviennent de deux territoires qui ne

se chevauchent que partiellement. Ce fait sera pris en compte dans la discussion des résultats.

5.2.2 Résultats

Pris tous ensemble, les tronçons droits des trois vallées drainées se répartissent en quatre familles notées, par ordre de fréquence, V1 à V4 (Fig. 5.3). Les deux principales (V1 et V2) sont dirigées vers le NW, conformément au drainage général des eaux qui s'écoulent

vers le Territoire de Belfort, en France, puis vers le Doubs. V3 et V4, de direction $N020^\circ \pm 5^\circ$ et $N055^\circ \pm 5^\circ$, sont nettement moins fréquentes. Malgré une répartition anisotrope bien marquée, les axes des vallées ne montrent toutefois qu'une faible corrélation avec les micro-fractures du plateau de Bure (F1 à F5) et aucun recoupement avec les grands accidents kilométriques (F1 à FIII).

Prises individuellement, les trois vallées montrent des rosaces de direction sensiblement différentes:

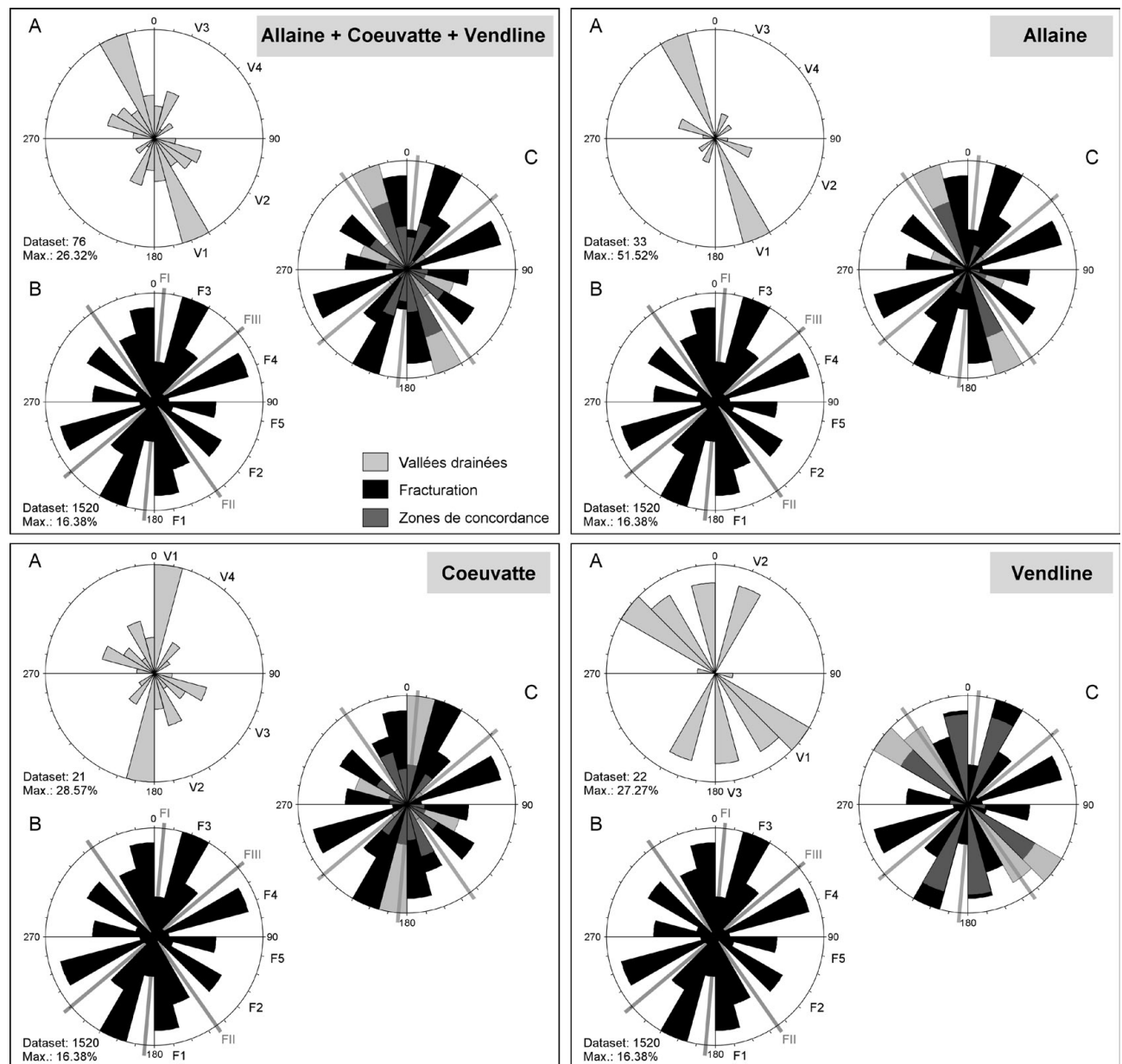


Fig. 5.3 Rosaces des directions des vallées drainées de l'Ajoie (A) et des directions de la fracturation sur le plateau de Bure (B); superposition graphique des deux diagrammes (C). Remarque: pour l'Allaine, seule la partie entre Porrentruy et Delle est considérée; pour le Coeuvalte et la Vendline, les petits ruisseaux affluents ne sont pas pris en compte.

- L'Allaine est fortement polarisée vers le NNW, avec plus de 50% des tronçons droits qui forment la famille principale V1. La corrélation avec les micro-fractures est très faible, alors qu'elle est nulle avec les grands accidents kilométriques.

- La vallée de la Coeuvalte se subdivise en tronçons droits répartis préférentiellement selon une direction subméridienne (V1, 28%). Cette famille correspond aux grands accidents kilométriques FI. En revanche, la corrélation avec FII ou FIII est nulle et seulement faible avec les micro-fractures F1 à F5

- Seule la vallée de la Vendline présente une bonne corrélation avec la fracturation, plus spécifiquement avec les micro-fractures F1, F2 et F3, mais également avec FII.

5.2.3 Discussion

Les résultats de cette étude comparative tendent à attribuer aux discontinuités du massif rocheux un rôle mineur dans l'agencement des vallées drainées. Prises ensemble, les directions de leurs tronçons droits ne sont en effet que très peu conformes à celles des fractures. Et si on les observe séparément, on constate que les rosaces de chacune des trois vallées sont sensiblement différentes, ce qui ne parle pas en faveur d'un contrôle tectonique marqué. De plus, des trois vallées drainées, une seule (la Vendline) présente une corrélation avec les fractures. Cette quasi-absence de corrélation entre directions des vallées drainées et directions des fractures vient ainsi indirectement confirmer le rôle prépondérant de la karstification dans la genèse des vallées sèches d'Ajoie. Si les vallées sèches n'étaient que les témoins d'un ancien réseau fluvial de surface – comme cela a été proposé par de nombreux auteurs sur la base de l'aspect dendritique et bien hiérarchisé de leur réseau –, leur lien avec les fractures

devrait être similaire à celui qui existe entre vallées drainées et fractures, c'est-à-dire peu marqué. Or, c'est précisément l'inverse qui a été constaté pour les vallées sèches du plateau de Bure qui montrent une bonne corrélation avec la fracturation (Chap. 3.4). En outre, on peut déduire de ce qui précède que l'érosion mécanique est beaucoup plus "puissante" que ne l'est l'érosion chimique, dans la mesure où elle peut en quelque sorte s'affranchir des discontinuités du massif rocheux.

Toutefois, les indices qui se dégagent de la discussion ci-dessus doivent être atténués par deux facteurs limitants: le premier consiste en l'absence de données sur la fracturation dans la zone bordière où coulent la Vendline et la Coeuvalte. Si la comparaison entre fracturation et vallées drainées ne pose pas de problème pour l'Allaine – entre Porrentruy et Delle, elle recoupe le plateau de Bure d'où proviennent les données de la fracturation –, il n'en va pas de même pour la Coeuvalte et la Vendline, qui s'écoulent dans la zone bordière. Effectivement, des variations de la fracturation, tant qualitatives que quantitatives, sont possibles dans ce compartiment morphologique par rapport à ce qui a été observé sur le plateau de Bure. Le second facteur limitant découle de la morphologie des vallées drainées qui sont beaucoup plus larges et souvent aussi plus évasées que les vallées sèches. Cela a des conséquences sur la détermination des tronçons droits, laquelle nécessite un certain degré d'interprétation lorsqu'on les trace à partir de la carte topographique. Pour que cette étude comparative soit véritablement pertinente, ce sont davantage les directions des bords de vallées qui auraient dû être prises en compte, plutôt que les directions moyennes de leurs talwegs. Cela impliquerait de tracer précisément les tronçons droits des bords des vallées drainées et d'établir éventuellement une moyenne directionnelle avec leurs talwegs. Mais, dans le cadre de notre étude, les résultats que l'on pourrait attendre d'un tel travail ne le justifient pas.

6 - EVOLUTION DES RELIEFS ET DU RÉSEAU DE DRAINAGE EN AJOIE DEPUIS L'EOCÈNE

Il a été établi au chapitre 3 que la relation entre fracturation et vallées sèches n'apparaît qu'en combinaison avec un troisième paramètre, celui de la direction des écoulements. D'où l'importance de comprendre la mise en place des grandes structures tectoniques qui créent le relief et déterminent les directions d'écoulement – tant superficiel que dans l'épikarst – le long duquel les familles de failles vont être exploitées par l'érosion chimique pour former des vallées sèches. L'objectif du présent chapitre est donc de reconstruire l'évolution des reliefs en Ajoie et dans les environs, ceci depuis l'Eocène supérieur, afin de préciser les phases de karstification qui ont conduit au paysage actuel. Dans un deuxième temps, l'attention se portera sur les modifications du réseau de drainage superficiel.

6.1 EVOLUTION DES RELIEFS

Reconstruire l'évolution des reliefs d'une région est une démarche souvent délicate et très hypothétique, en raison des informations disparates et lacunaires à disposition. Cependant, la question de l'âge des structures géologiques en Ajoie – et par conséquent des reliefs qui en ont résulté – a intéressé de nombreux géologues. Cet intérêt provient de la situation de l'Ajoie, qui constitue une région clé du point de vue de l'évolution structurale régionale. L'Ajoie représente en effet un point triple, puisqu'elle constitue tout à la fois la terminaison orientale de la zone transformante Rhin-Bresse, la limite méridionale du Fossé rhénan, et la limite septentrionale du Jura plissé.

Parmi les auteurs qui ont traité la question, on mentionnera HUMMEL (1914) et ERZINGER (1943) qui présentent une reconstitution des processus tectono-érosifs et de l'état du relief en Ajoie de l'Eocène jus-

qu'à aujourd'hui, SCHNEIDER (1960), TSCHOPP (1960) et DIEBOLD (1960) qui traitent la question de manière détaillée à la suite de la cartographie géologique de leur portion respective de la feuille St-Ursanne, et finalement LINIGER (1967) qui synthétise les données pour la région située entre Bâle et Delle. De façon générale, la plupart de ces auteurs s'accordent sur une première phase de soulèvement du Jura, matérialisée par des plis de faible amplitude, des flexures ou encore un système en horst et grabens. Formés à l'Eocène inférieur, voire même au Crétacé terminal pour certains chercheurs, ces premiers reliefs vont être entamés par l'érosion et constituer une pénéplaine, surface sur laquelle se déposeront en discordance les Conglomérats de Porrentruy. Ceux-ci se déversent vers le Fossé rhénan en voie d'ouverture depuis l'Eocène supérieur, ouverture qui conduit à la création des nombreux accidents subméridiens dits "rhénans". Le Miocène apparaît comme une période de calme tectonique suivie, au Pliocène, de la phase pllicative intense qui conduit au relief actuel et qui est elle-même subdivisée, par certains auteurs, en deux, voire trois étapes.

Cette vision de l'évolution des reliefs est aujourd'hui dépassée, en raison des nouvelles datations obtenues pour les sédiments miocènes et pliocènes, formations qui constituent les seuls calages chronologiques à disposition. Plutôt que de reprendre un à un les arguments des différents géologues cités précédemment et tenter d'en dégager une synthèse, il paraît plus judicieux de développer le raisonnement de façon détaillée à la lumière des nouvelles datations. L'âge et la répartition des sédiments cénozoïques constituent la base de notre réflexion qui, combinée avec l'évolution des champs de contraintes à l'échelle régionale, permet de poser des hypothèses sur l'âge des reliefs et celui des karsts – ces derniers étant souvent une résultante des premiers. Cette démarche, qui intègre l'ensemble des

données locales et régionales disponibles, présente en outre l'avantage de poser les différentes phases – de sédimentation, karstification et morphogenèse – dans un cadre chronologique clair.

6.1.1 Stratigraphie

La carte géologique de la figure 6.1 présente une synthèse des sédiments cénozoïques présents dans les différents compartiments morphostructuraux de l'Ajoie. Rappelons que le plateau de Bure est délimité au S par la vallée sèche de la Haute-Ajoie et à l'E par les grands accidents subméridiens qui vont de Porrentruy à Lugnez, et non pas par l'Allaine. La zone bordière est quant à elle rattachée au Jura tabulaire, bien qu'elle présente des anticlinaux de faible amplitude (Banné, Vendlincourt, Réchésy et Florimont). La répartition des dépôts cénozoïques permet de la subdiviser en deux : la partie W (entre le plateau de Bure et le Jura plissé), qui ne comprend que des sédiments oligocènes, et la partie E (entre Alle et Réchésy), où affleurent également des formations miocènes et pliocènes.

Les dépôts cénozoïques ont été rassemblés par groupes lithostratigraphiques, selon le découpage de PICOT (2002) et BECKER (2003) déjà utilisé au chapitre 2.2.2.2. Pour rappel, et afin d'apporter des compléments utiles à notre propos, ils sont énumérés ci-dessous, du plus ancien au plus récent :

6.1.1.1 *Gompholithes & Conglomérats, Septarienton et Merressand & Calcaires marins*

Ces trois groupes de l'Oligocène, souvent imbriqués tant géographiquement que stratigraphiquement, ont été rassemblés sous la même unité cartographique.

Les Gompholithes & Conglomérats matérialisent le retour à des conditions de dépôt après la longue phase d'émersion et de karstification du Crétacé (tout ou partie seulement ?), du Paléocène et de l'Eocène. Dès la base du Rupélien, suite à l'ouverture du Fossé rhénan, de petits bassins subsidents sont créés en Ajoie le long de failles normales subméridiennes. Les Gompholithes & Conglomérats s'y déposent, tantôt sous forme de remplissage de canyons creusés dans les calcaires jurassiques, tantôt en accumulations deltaïques dans un milieu côtier situé à la limite des domaines continental et marin. La répartition géographique de ces conglomérats forme du reste un couloir orienté SSW-ENE, de Bressaucourt vers Réchésy, qui s'ouvre

en direction du N vers le Fossé rhénan.

Les Septarienton sont des marnes et argiles gris-bleu déposées en milieu marin. Elles pourraient constituer, à la base du Rupélien, le faciès distal des Conglomérats de Porrentruy qu'elles finissent par recouvrir, au Rupélien supérieur, à la faveur d'une transgression de la mer rhénane (UMM rhénane).

Les dépôts rattachés au groupe lithostratigraphique des Merressand & Calcaires marins sont peu présents en Ajoie, souvent associés aux Septarienton dont ils pourraient représenter un faciès côtier.

6.1.1.2 *Molasse alsacienne*

Cette molasse est constituée de marnes et d'argiles brunes micacées, déposées au Chattien supérieur. Généralement saumâtre à la base et continentale au sommet, elle est présente en Ajoie dans la région de Courgenay, mais absente plus à l'W. Dans le forage POT 63 de Courgenay, elle surmonte les Septarienton qui sont attribués, par nannoplancton, aux zones NP 24-25 (BERGER 1992). La Molasse alsacienne leur est par conséquent postérieure et un âge Chattien supérieur est probable (MP 26-29).

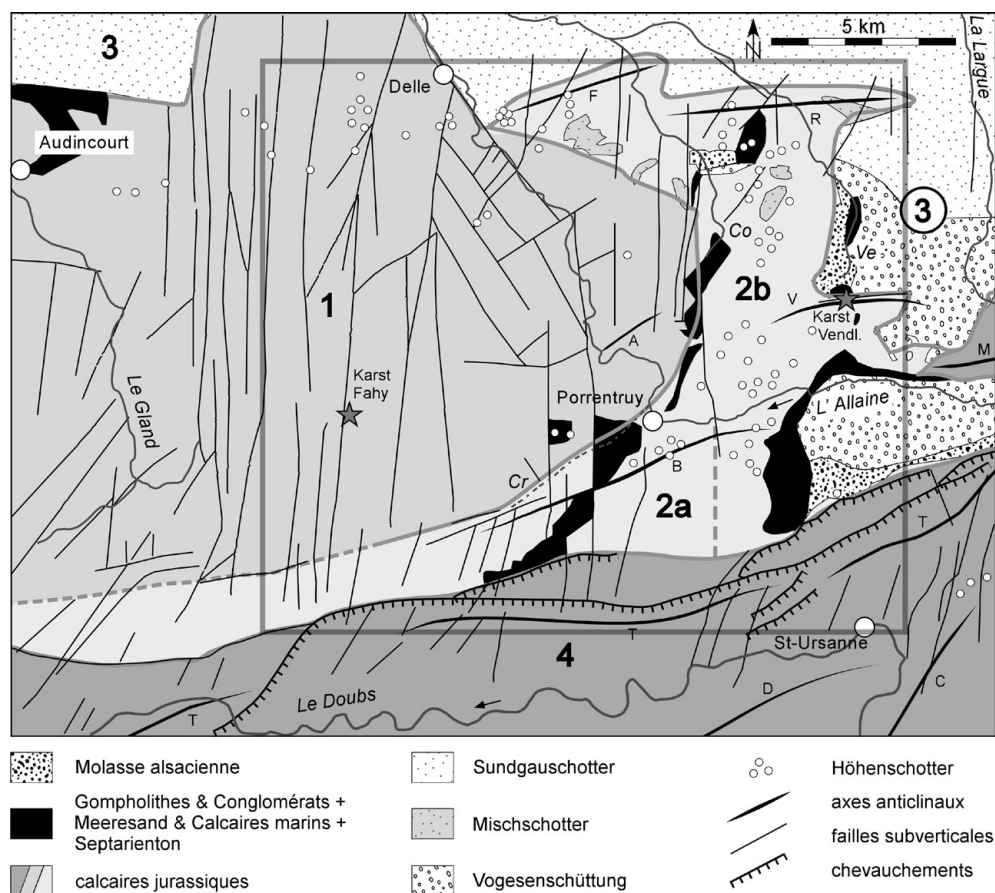
6.1.1.3 *Vogesenschüttung (Sables et graviers vosgiens)*

La Vogesenschüttung (KÄLIN en 1993), que nous traduisons par commodité par Sables et graviers vosgiens, désigne le vaste éventail fluvial en provenance des Vosges et de la Forêt-Noire qui alimente l'Ajoie et une partie du futur synclinal de Delémont au Miocène. Ces dépôts se subdivisent en trois membres diachrones, dont le plus récent, présent uniquement en Ajoie, est daté de la zone à mammifères MN 9, correspondant à la base du Tortonien, soit entre 11 et 9.8 Ma si l'on se réfère à l'échelle de FEJFAR et al. (1998). Ces dépôts fluviaux, rattachés à l'OSM (Obere Süßwassermolasse), représentent la plus jeune molasse de Suisse ! Leur datation permet de définir l'âge maximal du plissement jurassien, puisqu'ils constituent les plus jeunes sédiments affectés par le plissement.

6.1.1.4 *Höhenschotter*

Ce terme, introduit par LINIGER en 1925 lors de la cartographie de la feuille Delémont, ne correspond pas à un groupe stratigraphique mais désigne des éléments siliceux arrondis, généralement isolés, et emballés dans une matrice argileuse décarbonatée. Ces galets,

Fig. 6.1 Détail des groupes lithostratigraphiques cénozoïques présents dans les différents domaines morphostructuraux (1: plateau de Bure; 2a/2b : zone bordière W/E; 3: bordure S du Fossé rhénan; 4: Jura plissé). Cours d'eau: Co: La Coeuvalte, Ve: La Vendline, Cr: cours d'eau temporaire du Creugenat. Anticlinaux: F: Florimont, R: Réchésy, V: Vendlincourt, M: Morimont, A: Pont d'Able, B: Banné, T: Mont Terri, D: Clos du Doubs, C: Caquerelle, L: Lomont. Compilation d'après BECKER 2003; CHAUVÉ et al. 1985; DIEBOLD et al. 1963; ERZINGER 1943 (Höhenschotter); LINIGER 1969.



situés en position topographique élevée – d'où leur nom – sont interprétés comme des reliques altérées des Sables et graviers vosgiens. Ils se rencontrent fréquemment sur les reliefs ajoulots (ERZINGER 1943; DIEBOLD et al. 1963; LINIGER 1969). Leur présence a des implications évidentes sur la mise en place des reliefs: les dépôts fluviaux dont ils sont issus ont forcément dû se déposer sur une surface plane avant la mise en relief.

Les Höhenschotter représentés sur la figure 6.1 sont tirés de la carte de ERZINGER (1943), sur laquelle les reliques des Sables et graviers Vosgiens sont distingués des éléments isolés ayant appartenu aux Graviers du Sundgau. L'importance de ces éléments pour la reconstitution chronologique de la formation des reliefs mérite toutefois que l'on s'y intéresse de plus près. Si l'origine vosgienne ne fait pas de doute pour les Höhenschotter rencontrés sur les anticlinaux du Jura plissé, la situation est en revanche plus complexe dans le NE de l'Ajoie, puisque tant les Sables et graviers vosgiens que les Graviers du Sundgau y affleurent. Dès lors, attribuer l'origine de ces galets siliceux à la première des deux formations n'est pas

évident, loin s'en faut ! Les Graviers du Sundgau, qui contiennent aussi des quartzites de grande dimension, pourraient en effet avoir constitué le matériel source au même titre que les Sables et graviers vosgiens. Cette distinction a son importance puisqu'elle permet de caler chronologiquement la formation des structures (anticlinaux, horst) sur lesquelles se rencontrent aujourd'hui ces éléments siliceux.

Trois possibilités existent: considérés classiquement comme reliques altérées des Sables et graviers vosgiens, les Höhenschotter témoignent d'un soulèvement qui doit se situer évidemment après le dépôt des Sables et graviers vosgiens, mais avant celui des Graviers du Sundgau, soit entre le Tortonien et le Zancéen. Les ramener à un produit d'altération des Graviers du Sundgau retarde le soulèvement au Pliocène supérieur ou au Pléistocène. Quant à la troisième possibilité, elle consiste à penser que la distinction n'est pas possible et attribue à cette phase de soulèvement une fourchette de temps très large: entre le Tortonien inférieur et aujourd'hui ! Les arguments en faveur de l'une ou l'autre de ces possibilités sont discutés ci-dessous.

Parmi ces galets siliceux, les quartzites dominent largement. Ils sont parfois accompagnés de grès de Buntsandstein (originaires des Vosges ou de la Forêt-Noire) ou de radiolarites alpines. La présence de ces dernières, notamment dans la zone bordière entre Vendlincourt et Florimont, atteste le passage de la paléo-Aar dans cette région. Plus au S, sur l'anticlinal de Vendlincourt, et plus à l'W, sur le plateau de Bure, les éléments sont presque exclusivement des quartzites, rarement accompagnés de grès du Buntsandstein. Les radiolarites n'y sont pas signalées par les anciens auteurs et n'ont pas non plus été rencontrées lors des campagnes de prospection archéologique liées à la Transjurane. L'absence systématique de radiolarite plaide donc en faveur d'une origine vosgienne pour ces éléments siliceux isolés sur le plateau de Bure. Si la paléo-Aar s'était aventurée au-delà de la limite E-W dessinée par les affleurements de Mischschotter, elle aurait sans doute laissé des dépôts contenant des radiolarites. Ces dernières, résistantes à l'altération au même titre que les quartzites, devraient aujourd'hui pointer ici ou là sur le plateau de Bure.

L'argument décisif pour rattacher les galets siliceux du plateau de Bure aux Sables et graviers vosgiens plutôt qu'aux Gravieres du Sundgau serait toutefois de pouvoir distinguer les quartzites d'origine alpine d'une part, et les quartzites en provenance des Vosges ou de la Forêt-Noire d'autre part. C'est ce qu'a tenté LINIGER en 1967. Le verdict est malheureusement mitigé : des différences pétrographiques apparaissent sous lame mince, mais ne sont pas assez nettes pour permettre la distinction. Mentionnons encore qu'en 1963, ce même auteur avait déjà traité la question de façon détaillée et rattachait alors les éléments siliceux isolés de la région de Réchésy aux Sables et graviers vosgiens plutôt qu'aux Gravieres du Sundgau. Toutefois, sur sa carte géologique de 1969, c'est l'inverse qui apparaît, sans qu'une explication ne soit pour autant fournie dans la notice explicative de la carte !

SCHNEIDER (1960, p.36) estime pour sa part que l'on ne peut pas considérer les rares éléments siliceux isolés présents sur le plateau de Bure comme des témoins des Vogesenschotter. Trop peu nombreux, ils auraient pu y être amenés par des activités humaines ! Des sondages à la pelle mécanique réalisés lors de la campagne de prospection archéologique en 2000 au lieu-dit Bigôli, quatre kilomètres au SE de Boncourt (567'225 / 260'280, alt. 395 m), viennent toutefois clairement infirmer cette hypothèse. Des galets quartzitiques atteignant 40 cm de diamètre y ont effectivement été trouvés dans plusieurs sondages creusés dans

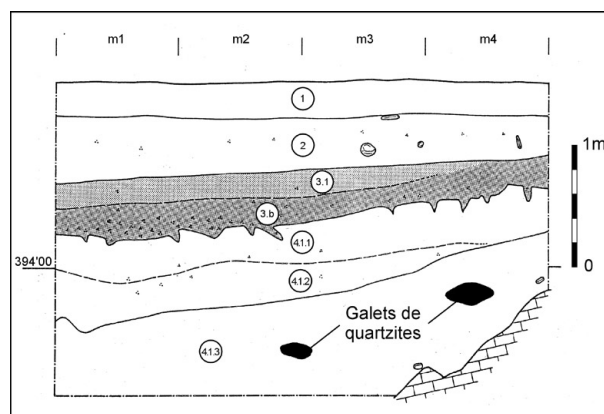


Fig. 6.2 Stratigraphie du sondage S2-1781 (567'225 / 260'280). Les couches de l'ensemble 4 sont des loess remaniés d'âge holocène (4.1.1 et 4.1.2) et pléistocène supérieur (4.1.3). L'horizon archéologique apparaît en gris foncé (couche 3b). La couche 1 correspond à l'horizon agricole actuel.

le remplissage d'une dépression karstique correspondant probablement à une vaste doline. Ces galets sont apparus à plus de deux mètres de profondeur, dans des couches de silts argileux altérés et décarbonatés, d'âge holocène ancien à pléistocène (Fig. 6.2). Ils étaient en outre scellés par une couche archéologique, d'âge probablement néolithique, qui témoigne des premiers signes d'activités anthropiques dans la région. La situation stratigraphique de ces quartzites atteste donc qu'ils n'ont pas été transportés par l'homme à cet endroit.

En plus de l'origine de ces galets, la question de leur genèse a également été vivement débattue. On mentionnera l'article de KEMNA & BECKER-HAUMAN (2003) qui traite de dépôts analogues au S de Bâle, connus sous le nom de "Wanderblock-Bildungen". Il apparaît aujourd'hui qu'il s'agit clairement de processus d'altération qui sont responsables de la présence isolée de ces éléments. A partir d'une nappe alluviale à la pétrographie variée, seuls les éléments siliceux ont résisté à l'altération. Ils ont ensuite pu être éventuellement remaniés, triés, et incorporés à des sédiments loessiques pléistocènes. Toujours selon ces mêmes auteurs, un transport glaciaire, envisagé par HANTKE (1978), doit être écarté.

En résumé, les indices à disposition indiquent que les quartzites et les rares grès du Buntsandstein isolés sur les bordures N et E du plateau de Bure témoignent du dépôt des Sables et graviers vosgiens à cet endroit au Miocène supérieur. Les alluvions pliocènes du Sundgau, cantonnées plus au N, ne s'y seraient par contre pas déposées.

6.1.1.5 *Mischschotter et Sundgauschotter (Graviers du Sundgau)*

Les épandages de graviers pliocènes se subdivisent en *Mischschotter*, à la base, surmontés par les *Sundgauschotter*, au sommet. Les premiers sont constitués d'un mélange d'éléments provenant des Sables et graviers vosgiens miocènes, remaniés et incorporés aux *Sundgauschotter* lors de leur mise en place au Pliocène. Les *Mischschotter* affleurent sur la frange méridionale de l'aire de sédimentation des *Sundgauschotter*, soit entre Boncourt et Beurnevésin, dans le NE de l'Ajoie.

Les *Sundgauschotter*, ou Graviers du Sundgau, représentent une période de capture de la paléo-Aar par le Doubs. Durant cette période, la paléo-Aar empruntait la région du Sundgau, au S des massifs des Vosges et de la Forêt-Noire, pour aller rejoindre le Fossé de la Bresse à l'W. Les Graviers du Sundgau ont dû se déposer dans un système de rivières tressées à très faible pente de l'ordre de 1.5 à 2‰ (GIAMBONI et al. 2004). Le fait que l'on en retrouve sur le dos des anticlinaux de Réchésy et Florimont a des implications importantes sur l'âge du plissement de ces derniers et sur la reconstitution des paléoreliefs en Ajoie. Il vaut dès lors la peine de s'attarder quelque peu sur les arguments litho et biostratigraphiques qui ont permis de dater cette formation: sur la base d'une étude sédimentologique (assemblages de minéraux, granulométrie, degré d'altération), BONVALOT (1974) a montré que les Graviers du Sundgau forment la partie amont du système de drainage qui a déposé, dans le Fossé de la Bresse, les Graviers de Desnes (jusqu'à 70 m d'épaisseur). Ceux-ci sont recouverts par les Sables de Neublans, formation épaisse d'une quinzaine de mètres dans la Bresse mais absents en Ajoie, et dont l'assemblage en minéraux lourds indique une provenance alpine. Ces sables ont par conséquent dû transiter par le même couloir E-W – entre le S du Fossé rhénan et le N du Fossé de la Bresse – que celui emprunté par le cours d'eau qui avait auparavant déposé les Graviers du Sundgau (à l'E) et les graviers de Desnes (à l'W).

La période de capture de cette paléo-Aar par le Doubs a été datée de 3.2 à 2.6 Ma, sur la base notamment de dents de rongeurs présentes dans les graviers de Desnes et les Sables de Neublans (PETIT et al. 1996; CHALINE 1984). Plus récemment, FEJFAR et al. (1998) ont révisé la biochronologie des rongeurs du Néogène. Sur la base de cette révision, les Graviers de Desnes se seraient déposés de 4.2 à 3.6 Ma (MN 15) et les Sables de Neublans entre 3.6 et 2.9 Ma (MN 16a). Ces deux

formations contenant des éléments d'origine alpine, l'incursion de la paléo-Aar par le Sundgau aurait donc duré de 4.2 à 2.9 Ma. Les Graviers du Sundgau ont par conséquent dû se déposer durant tout ou partie de cet intervalle de temps, sans qu'il soit possible de préciser davantage la datation. En effet, il est délicat d'attribuer à des dépôts fluviatiles distants de plus de 100 km des âges synchrones sur la seule base de caractères sédimentologiques semblables: l'équivalent chronostratigraphique exact des Graviers de Desnes peut très bien avoir été érodé en Ajoie ou n'avoir tout simplement jamais été déposé ! D'autre part, en ce qui concerne le calage biostratigraphique sur l'échelle magnétostratigraphique, il faut préciser qu'il n'est pas encore très bien ancré pour les intervalles MN 15 et 16.

En conclusion, on retiendra que les *Mischschotter* et les *Sundgauschotter* ont dû se déposer entre 4.2 et 2.9 Ma et qu'ils sont les témoins, en Ajoie, d'un système de drainage qui reliait la paléo-Aar au Fossé de la Bresse durant le Pliocène.

6.1.1.6 *Quaternaire*

Les dépôts quaternaires ajoulots antérieurs à l'Holocène sont essentiellement des graviers fluviatiles et des loess.

Dans la vallée sèche de la Haute-Ajoie, les graviers qui tapissent le fond rocheux sont surmontés de loess datés par OSL du Pléniglaciaire moyen weichsélien, soit entre 60 et 30 ka BP. Ces formations alluviales basales sont donc plus vieilles que le Pléniglaciaire moyen. Elles n'ont pas pu être datées plus précisément, mais sont vraisemblablement à rattacher au Glaciaire ancien, un âge plus vieux (ante-émien) pour leur base demeurant possible (Chap. 7). Au-dessus des loess, on rencontre un deuxième corps de graviers, moins épais que ceux qui colmatent le fond de la vallée. Une datation OSL indique un âge pléniglaciaire supérieur pour ces dépôts fluviatiles supérieurs.

A l'E de Porrentruy, dans la plaine d'Alle, des graviers mis au jour lors de la fouille du site paléolithique d'Alle, Noir Bois, situé au pied de l'anticlinal du Banné, sont quant à eux attribués à une phase de dépôt anté-émienne (GUÉLAT 2000). Le caractère polyphasé de l'altérite qui les surmonte plaide pour un âge relativement ancien, éventuellement la glaciation dite maximale, située vers 800'000 ans selon SCHLÜCHTER & KELLY (2000). Si tel est le cas, ces graviers représentent les plus anciens dépôts quaternaires connus en Ajoie.

6.1.1.7 Compléments stratigraphiques (bassin de Delémont)

Le bassin synclinal de Delémont et le petit synclinal de Mettembert (situé juste au N de Delémont), présentent des affleurements qui complètent utilement la stratigraphie bien lacunaire de l'Ajoie, notamment pour ce qui est des sédiments rattachés à la molasse de l'OMM (Obere Meeresmolasse), complètement absente en Ajoie. On trouvera les descriptions de ces groupes lithostratigraphiques chez PICOT 2002 et BECKER 2003 (les âges mentionnés ci-dessous se réfèrent aux affleurements des synclinaux de Delémont et Mettembert). Il s'agit du groupe des Calcaires inférieurs & Terre jaune (base du Rupélien), des Calcaires delémontiens (calcaires lacustres de la base de l'Aquitaniens qui coiffent la Molasse alsacienne), des Conglomérats & Grès de l'OMM (Burdigalien terminal), des Marnes rouges & Gompholithes de l'OMM (Langhien-Serravallien), ainsi que des Sables et graviers vosgiens (Serravallien).

6.1.2 Tectonique et fracturation

L'intégration du réseau de fractures observé en Ajoie dans l'évolution structurale du S du Fossé rhénan et des zones préjurassiennes (BERGERAT 1987; VILLEMIN & BERGERAT 1987; LARROQUE & LAURENT 1988) a permis de rattacher les cinq familles de fractures à l'un ou l'autre des quatre épisodes tectoniques cassants qui ont affecté la région de l'Eocène à aujourd'hui (Fig. 3.10, Chap. 3.2.2.2). Pour rappel, à l'Eocène supérieur, la phase compressive N-S crée les fentes de tension F1, ainsi que les familles décrochantes conjuguées F2 et F3. À l'Oligocène, la phase d'extension E-W, liée à l'ouverture du Fossé rhénan, fait rejouer les accidents F1 en failles normales. Au Miocène inférieur, durant un second épisode compressif NE-SW, la fracturation F4 est créée. Il s'agit d'accidents décrochants conjugués avec F1 (à noter que selon LACOMBE et al. (1993), la famille F4 aurait déjà pu être créée à l'Oligocène). Finalement, lors de la phase compressive NW-SE du plissement jurassien, au Miocène supérieur, la famille de fractures F5 apparaît sous forme de décrochements conjugués avec F1, qui rejoue alors pour la quatrième fois.

A noter l'apparition d'un nouveau style tectonique dans la zone transformante Rhin-Bresse vers la fin du Pliocène: au mécanisme de décollement actif lors du plissement jurassien ("thin-skinned tectonics", soit le décollement de la couverture sédimentaire au niveau

des évaporites triasiques sans implication du socle cristallin), succède jusqu'à aujourd'hui un style tectonique qui implique vraisemblablement le socle (BECKER 2000). La réactivation, dans la zone transformante Rhin-Bresse, d'anciennes failles de socle est notamment responsable, en Ajoie, de la formation des anticlinaux disposés en échelons de Réchésy, Florimont et probablement aussi Vendlincourt, Ferrette et Leymen (MEYER et al. 1994; GIAMBONI et al. 2004; ROTSTEIN & SCHAMING 2004). Ces accidents profonds sont subverticaux, orientés WSW-ENE, et fonctionnent comme des failles inverses à composante décrochante sénestre. La comparaison des structures géologiques obtenues naturellement et expérimentalement (à partir d'un modèle analogue) suggère des vitesses de réactivation faibles, inférieures à 1 mm/an (USTASZEWSKI et al. 2004).

6.1.3 Reliefs environnants

6.1.3.1 Fossé rhénan, Vosges et Forêt-Noire

La chronologie relative au Fossé rhénan ainsi qu'au soulèvement des Vosges et de la Forêt-Noire est tirée de LAUBSCHER (2001) et SCHUMACHER (2002). Le Fossé rhénan est une structure d'extension qui s'ouvre depuis le Priabonien, vers 35 Ma, jusqu'à la fin du Chattien, vers 24 Ma, suite à la réactivation de failles de socle d'âge permo-carbonifère. Sa limite méridionale correspond à la zone transformante Rhin-Bresse, laquelle relie les fossés tertiaires de la Bresse au SW et du Rhin au NE. Les massifs des Vosges et de la Forêt-Noire, qui bordent le Fossé rhénan, résultent d'une phase compressive ultérieure, initiée au Langhien, qui donne naissance au système de drainage S-N de l'OSM (Obere Süßwassermolasse) représentant la plus jeune molasse de Suisse.

6.1.3.2 Plissement du Jura

La question de l'âge du plissement jurassien est récurrente depuis le début du 20^{ème} siècle (BRÜCKNER 1902, BUXTORF 1907). Il n'est pas question d'en faire ici l'historique détaillé, dont on trouvera un résumé chez AUBERT (1975). Rappelons simplement qu'à la vision traditionnelle du plissement en deux phases, vision partagée par la plupart des géologues jusque dans les années 1960, s'est imposé un modèle qui ne fait intervenir qu'une seule phase de plissement.

C'est LAUBSCHER (1962) qui, le premier, met en doute la "théorie de la pénéplaine" chère à LINIGER

(1925), en s'attaquant à l'argument stratigraphique principal de ce dernier: les Höhenschotter – ces galets siliceux situés en position topographique élevée sur le dos des anticlinaux tronqués (Chap. 6.1.1.4) – ne doivent pas être considérés comme des témoins toujours en place des Sables et graviers vosgiens, mais comme des reliques altérées et remaniées de ces derniers. Ainsi, le premier cycle plissement-érosion responsable de la pénéplaine sur laquelle se seraient déposés les sables et graviers vosgiens, ne se justifie plus. Quelques années plus tard, BARSCH (1969) réfute également la théorie des deux phases de plissement, en s'opposant à l'idée que les Franches-Montagnes constitueraient une ancienne pénéplaine. En 1975, c'est finalement AUBERT qui sonne le glas de cette ancienne théorie, en attribuant notamment à l'érosion karstique son véritable rôle érosif. Selon ce chercheur, de la fin du Crétacé au Miocène, l'aire jurassienne semble avoir été une surface d'érosion uniforme, tranchant sous un petit angle la série stratigraphique (l'érosion, tant karstique que fluviatile, y a été plus importante au N de Bienne qu'au S). Des épisodes tectoniques, encore discrets par rapport au plissement proprement dit, y ont dessiné quelques reliefs, et des cours d'eau y ont déposé des alluvions, notamment les Sables et graviers vosgiens au N. Lors du plissement, la déformation de cette surface a engendré les grandes lignes de la topographie actuelle. Ensuite, l'érosion karstique s'y est poursuivie, non plus uniformément comme auparavant, mais en se différenciant, comme dans le karst actuel, en fonction de la structure. La morphologie du Jura peut ainsi s'expliquer par une évolution analogue à celle que l'on observe actuellement, sans qu'il soit nécessaire d'invoquer deux phases de plissement.

Le caractère monphasé du plissement jurassien étant acquis, il reste à le circonscrire dans le temps. Cette opération évolue constamment en fonction des nouveaux affleurements découverts ici et là, ainsi que des précisions chronostratigraphiques obtenues sur les affleurements déjà connus. LAUBSCHER (1987) estime que la phase principale du plissement jurassien n'a pas duré plus de 5 Ma, et ce vraisemblablement entre 12.5 et 7.5 Ma seulement. BECKER (2000) reprend la question dans le détail et, sur la base d'arguments stratigraphiques et paléontologiques, postule un âge situé entre 9 et 3.3 Ma.

En ce qui nous concerne, nous retiendrons les données de KÁLIN (1993, 1997) pour l'âge maximal et celles de BOLLIGER et al. (1993) pour l'âge minimal. Dans le premier cas, il s'agit des plus jeunes sédiments déformés par le plissement, ceci en zone tout à fait externe

du Jura (Membre d'Ajoie de la Formation du Bois de Raube, localités de Lugnez et Charmoille). Ils sont datés de la zone à mammifères MN 9 (11 à 9.8 Ma). Dans le second cas, il s'agit des plus anciens sédiments actuellement connus non déformés par le plissement. Ils proviennent d'un karst découvert lors du percement du tunnel sous la Vue-des-Alpes, en zone interne du Jura, et datés de la zone à mammifères MN15 (4.2 à 3.6 Ma). Le plissement a donc dû se produire entre 9.8 et 4.2 Ma. Cependant, les deux jalons qui permettent d'établir cette fourchette de temps proviennent l'un de la zone interne, l'autre de la zone externe de la chaîne. En l'absence de données qui permettent de caler des âges minimaux et des âges maximaux à la fois en zone interne et en zone externe, il faut donc considérer un intervalle un peu plus long pour le plissement de la chaîne jurassienne. Cet intervalle couvre le Miocène supérieur et une bonne partie du Pliocène, soit 8 Ma entre 11 et 3 Ma. Il est cependant probable que le plissement n'a pas été synchrone partout, mais a progressé depuis les zones internes vers les zones externes de la chaîne, comme le propose LAUBSCHER (1987). Ainsi, alors que le chevauchement frontal du Jura n'a pas pu atteindre l'Ajoie avant le Tortonien supérieur, il était peut-être déjà réalisé au Tortonien inférieur dans le Jura interne. Selon la même logique, il est possible que le plissement ait perduré après le Zancéen dans les zones externes alors qu'il était bloqué plus au S.

6.1.4 Reliefs en Ajoie

6.1.4.1 Horst de Bure

Le soulèvement du plateau de Bure est délicat à situer chronologiquement, les plus jeunes sédiments qu'il conserve aujourd'hui à son sommet – et dont on sait qu'ils ont dû se déposer avant le soulèvement – étant très anciens ! Il s'agit des sables de quartz fluviatiles qui remplissent la poche karstique de Fahy (Chap. 6.1.5.4), ainsi que de quelques lambeaux de Conglomérats de Porrentruy d'âge Oligocène inférieur (à l'W de Porrentruy). Pour compliquer la situation, des blocs siliceux isolés (Höhenschotter, LINIGER 1925, 1963; ERZINGER 1943) témoignent d'un probable dépôt des Sables et graviers vosgiens dans un passé moins lointain, mais sur les bordures orientale et septentrionale du plateau uniquement. Une évolution polyphasée est proposée:

- Un premier soulèvement aurait déjà pu se produire lors de la phase compressive de l'Eocène supérieur,

juste après le dépôt des sables fluviatiles allochtones datés de l'Eocène moyen à supérieur. Cette mise en relief serait également responsable de la phase de karstification éocène. D'autre part, elle expliquerait le fait qu'il n'y a pas de Molasse alsacienne oligocène sur le plateau de Bure ni dans la zone bordière W, alors que celle-ci affleure quelques kilomètres plus à l'E, à Courgenay: le plateau de Bure était probablement déjà légèrement surélevé dès la fin de l'Eocène.

En ce qui concerne l'amplitude de ce premier soulèvement conjoint de la zone bordière W (région de Bressaucourt) et du plateau de Bure, il faut encore tenir compte des Höhenschotter. Leur présence limitée sur les bordures orientale et septentrionale du bloc de Bure implique un soulèvement progressif d'E en W, permettant le dépôt des graviers vosgiens au Miocène supérieur sur les parties N et E, mais pas plus à l'W du plateau.

- Une seconde phase d'"uplift" est ensuite probable durant le Miocène inférieur. Elle n'est pas spécifique au plateau de Bure, mais concerne l'ensemble du Jura tabulaire d'Ajoie qui est exempt de sédimentation durant cette période, alors qu'aucune baisse de niveau marin n'est constatée au niveau global (HAQ et al. 1987; HARDENBOL et al. 1998).

- Le principal épisode de soulèvement aurait suivi la mise en place des graviers vosgiens, mais précédé celle des Graviers du Sundgau. Il daterait du Miocène supérieur, en même temps que se plisse le Jura au S.

- Le plateau de Bure a peut-être encore été affecté par la phase compressive qui a créé les anticlinaux en échelons de Réchésy et Florimont plus à l'E. A cette occasion, des rehaussements locaux par réactivation(s) de failles sont probables. Finalement, des indices de tectonique sub-récente sont apparus dans le remplissage pléistocène supérieur de la doline du Sylleux (décrochements dextres $N0150^{\circ} \pm 15$ affectant les loess ruisselés mis en place vers 30'000 ans BP).

6.1.4.2 *Anticlinaux de Réchésy et Florimont*

La phase de plissement de ces anticlinaux est relativement facile à dater. Leurs flancs sont recouverts de Graviers du Sundgau ou de Mischschotter et des éléments isolés attribués à ces deux ensembles sont présents sur leur sommet (LINIGER 1969), attestant le passage de la paléo-Aar à cet endroit avant le plissement. En effet, ces graviers fluviatiles ont dû se déposer sur une surface plane à faiblement inclinée. Ces

anticlinaux sont donc postérieurs à 3 Ma environ. Leur genèse serait liée à la réactivation d'une faille de socle d'orientation WSW-ENE dans la zone transformante Rhin-Bresse ("thick-skinned tectonics") et non plus aux failles chevauchantes de la chaîne du Jura ("thin-skinned tectonics") (MEYER et al. 1994; GIAMBONI et al. 2004). Une structure préexistante (flexure) s'est toutefois formée à l'Oligocène déjà, lors de la phase extensive d'ouverture du Fossé rhénan.

6.1.4.3 *Anticlinaux de Vendlincourt et du Banné*

Ces deux anticlinaux sont situés au S du couloir E-W de dépôt des Graviers du Sundgau, ce qui empêche une datation relative par rapport à ces graviers d'âge pliocène. Essayons toutefois de leur attribuer un âge à partir d'autres éléments.

Sur la base de critères morphologiques, MEYER et al. (1994) estiment que l'anticlinal de Vendlincourt s'est formé au Pléistocène, en même temps que les anticlinaux disposés en échelons de Ferrette (à l'E de Vendlincourt) et Leymen (au SW de Bâle). Il s'agirait de structures créées par la réactivation de failles de socle, et non plus par décollement le long d'une faille chevauchante qui s'enracinerait dans les évaporites du Trias – et ce bien que l'anticlinal de Ferrette soit morphologiquement rattaché au Jura plissé (SPICHER 1980). L'interprétation de profils sismiques conduit ROTSTEIN & SCHAMING (2004) au même diagnostic concernant les anticlinaux de Ferrette et Le Glasberg (situé juste au S du premier): tous deux sont à mettre sur le compte de failles inverses subverticales qui s'enracinent dans le socle cristallin.

La mise en place de l'anticlinal du Banné est des plus délicates à situer. Sa position juste au N du chevauchement frontal du Jura plissé tendrait à le rattacher à la phase de plissement miocène supérieur. Toutefois, en raison de sa faible amplitude et de sa disposition par rapport à l'anticlinal de Vendlincourt, il pourrait être englobé dans la série d'anticlinaux en échelons du Plio-Pléistocène. SCHNEIDER (1960) et LAUBSCHER (1963) estiment quant à eux qu'il s'agit d'une structure ancienne de type "flexure-cassure", formée au Tertiaire inférieur déjà, et réactivée tardivement lors du plissement jurassien; en effet, la discordance angulaire qui marque la base des Conglomérats de Porrentruy sur le flanc N de l'anticlinal, à l'W de Porrentruy, parle en faveur d'une ébauche de structure présente avant le dépôt des conglomérats, soit avant le Rupélien. Mais la discordance angulaire ne se limite pas à l'anticlinal actuel. Elle se poursuit effectivement au-delà, jusqu'à

Bressaucourt au SW et Courgenay au SE (dans cette dernière localité les dépôts molassiques du Rupélien reposent sur le Kimméridgien inférieur). Cette ancienne structure ne devait donc pas correspondre exactement à un premier anticlinal du Banné, mais plutôt au bombement d'une zone plus étendue qui comprenait probablement aussi le plateau monoclinale de Fontenais, entre Bressaucourt et Courgenay. A noter ici qu'un lambeau de Conglomérats de Porrentruy, conservé sur le flanc S de l'anticlinal de Vendlincourt, repose par contre sur les calcaires sommitaux de la série jurassique (Kimméridgien supérieur); l'érosion ne devait par conséquent pas y être active à l'Eocène supérieur et la zone pas encore soulevée. Pour en revenir à l'anticlinal du Banné, il est probable qu'il s'agisse d'une structure récente, formée peut-être au Mio-Pliocène déjà, mais plus vraisemblablement au Plio-Pléistocène seulement. L'anticlinal s'est superposé à un ancien relief d'âge éocène supérieur. Ce dernier comprenait une zone plus étendue que l'anticlinal actuel, comprenant la région de Bressaucourt et le plateau monoclinale de Fontenais jusqu'à Courgenay.

6.1.4.4 *Graben Oiselier-Réchésy*

La répartition spatiale des Gompholites & Conglomérats forme un couloir orienté SSW-NNE, de Bressaucourt vers Réchésy. Cela correspond vraisemblablement à un axe de drainage qui s'ouvrait vers le Fossé rhénan, occupé par une mer dès la base du Rupélien. Les affleurements de conglomérats sont latéralement clairement délimités par des failles normales. Celles-ci ont été initiées à l'Oligocène inférieur, le long d'accidents subméridiens probablement déjà créés à l'Eocène, et qui ont joué en failles normales lors de la phase d'ouverture du Fossé rhénan. De multiples petits grabens en connexion ont alors dû se former entre Bressaucourt et Réchésy. Ces structures d'extension représentent la terminaison tout à fait méridionale du Fossé rhénan. La subsidence a dû perdurer jusqu'à la base du Chattien, permettant le dépôt des sédiments rattachés au groupe des Meeressand & Calcaires marins et aux Septarienton, ces deux derniers groupes étant souvent imbriqués stratigraphiquement aux Gompholites et Conglomérats.

6.1.5 Karstification

Les phénomènes de karstification sont abordés ci-dessous pour deux raisons. La première tient au fait que les karsts ont pu servir de piège sédimentaire et que leur remplissage livre parfois des informations

précieuses sur les phases de sédimentation ou d'érosion. La seconde est indirecte. Elle est liée à la genèse des karsts qui nécessite la création de reliefs. Il faut en effet obligatoirement un gradient hydraulique pour créer un écoulement d'eau à travers un massif calcaire. Le lien entre phase tectonique, création de relief et karstification a été mis en évidence dans de nombreuses études portant sur des karsts variés du Portugal (GRILLOT et ALMEIDA 1982), de Belgique (QUINIF et al. 1997, 1999), de Suisse (HÄUSELMANN et al. 1999), de Hongrie (BENKOVICS et al. 1999) ou encore d'Indonésie (THERY et al. 1999). La plupart de ces études procèdent d'une démarche intégrant phases tectoniques, fracturation, organisation du réseau karstique et étude des formes et formations endokarstiques (sensu DELANNOY et al. 2001). Toutes mettent en évidence que karstification et tectonique ont une histoire parallèle. Le binôme phase tectonique-karstification n'est toutefois pas obligatoire. En effet, une baisse généralisée du niveau de base peut également faire l'affaire, en créant un encaissement des cours d'eau par érosion régressive. Avant de mettre en relation les phases de karstification avec une mise en relief d'origine tectonique, il faut donc s'assurer qu'elles ne correspondent pas à des chutes du niveau marin !

6.1.5.1 *Karsts à remplissage sidérolithique*

Dans le Jura, particulièrement dans le bassin de Delémont, un grand nombre de poches karstiques sont remplies de Sidérolithique daté de l'Eocène moyen à supérieur (HOOKER & WEIDMANN 2000; STEHLIN 1903). La karstification en elle-même ne peut pas être datée mais est très probablement pénécotemporaine au remplissage. Il est certes envisageable que des dépôts sidérolithiques éocènes aient été soutirés et piégés bien après leur mise en place, lors d'une phase de karstification plus tardive, au Miocène par exemple. Il est aussi théoriquement possible que le Sidérolithique se soit déposé dans une poche karstique déjà formée bien avant l'Eocène – et restée vide jusque là ! Mais ces deux hypothèses sont très peu probables. En effet, le Sidérolithique est toujours associé à des faunes datant de l'Eocène moyen à supérieur exclusivement, jamais plus jeunes ni plus anciennes, si l'on excepte les fossiles jurassiques remaniés qui s'y rencontrent occasionnellement. D'autre part, le climat chaud et humide caractérisant l'Eocène est idéal à la karstification. De plus, après une phase élevée durant l'Eocène inférieur, le niveau marin s'abaisse progressivement et est marqué, à l'Eocène supérieur, par une importante chute. Finalement, si l'on rajoute encore la phase de compression tectonique N-S de l'Eocène supérieur, qui

crée un premier relief et son réseau de fractures associées, toutes les conditions sont réunies pour former des karsts dans le Jura.

6.1.5.2 Galeries amont du Creugenat (Ajoulote)

Le réseau souterrain amont du Creugenat, exploré sur un peu plus d'un kilomètre (GIGON, 1986), se développe selon une direction générale WSW-ENE. L'analyse détaillée des tronçons droits des galeries de ce réseau karstique montre que les directions $N070^\circ \pm 10$ dominant largement (Chap. 5.1.3). Elles sont corrélables avec le système de failles FIV/4 du Miocène inférieur. Une deuxième direction préférentielle bien marquée ($N095^\circ \pm 10$) correspond quant à elle au système F5, créé au Miocène supérieur seulement. La formation de ces galeries s'est donc produite pendant ou après le Miocène supérieur. La karstification étant du reste toujours active dans les parties basses (non fossiles) du réseau, une genèse polyphasée est probable (Miocène supérieur pour les galeries fossiles, Pléistocène moyen à supérieur pour les galeries drainées, voir Chap. 6.2.2.4).

6.1.5.3 Milandrine

Le réseau karstique de la Milandrine est abordé ici en raison de son importance. Avec ses quelque dix kilomètres de galeries, elle constitue en effet la plus grande rivière souterraine du Jura, et ne pas la mentionner aurait été lui faire affront ! Cependant, force est de constater qu'elle ne fournit que peu d'informations utiles à sa datation. Le développement de ses galeries principales s'est fait selon des directions de fractures existant depuis l'Eocène supérieur déjà,

période durant laquelle la région de Bure a d'ailleurs dû subir un premier soulèvement. La karstification aurait donc déjà pu être amorcée à ce moment. Cependant, la présence d'une direction de galeries secondaire (G4: $N100^\circ \pm 10$), correspondant à la famille de fractures F5 (Miocène supérieur), suggère une genèse plus tardive. Les données stratigraphiques indiquent par ailleurs que le soulèvement principal du Horst de Bure a eu lieu au Miocène supérieur. Il est donc vraisemblable d'attribuer au Miocène supérieur la phase principale de karstification du réseau de la Milandrine.

6.1.5.4 Remplissage karstique de Fahy

En avril 2003, le creusement d'une tranchée à l'E de Fahy (564'570 / 252'240) dans les calcaires de la Formation de Courgenay a mis au jour trois remplissages karstiques (Fig. 6.3):

- Deux sont des comblements quaternaires de dolines de grande dimension (diamètres de 20 et 30 m), mis en place très probablement au Pléistocène supérieur. Aucune macrofaune n'y a été trouvée, malgré le faciès sédimentaire analogue (loess ruisselés gris-vert à gastéropodes) à celui qui a livré une riche faune du Pléistocène supérieur (mammouths, rhinocéros laineux, bisons des steppes, chevaux et rennes) dans d'autres remplissages karstiques situés sous la Transjurane (AUBRY et al. 2005).

- Le troisième est un remplissage de conduit karstique apparemment subvertical de plus petit diamètre (1 à 2 m). Il est constitué de sables de quartz ocres (fins, moyens et grossiers), disposés localement en lamines, ainsi que de poches de sables grossiers gris-blanc. Les

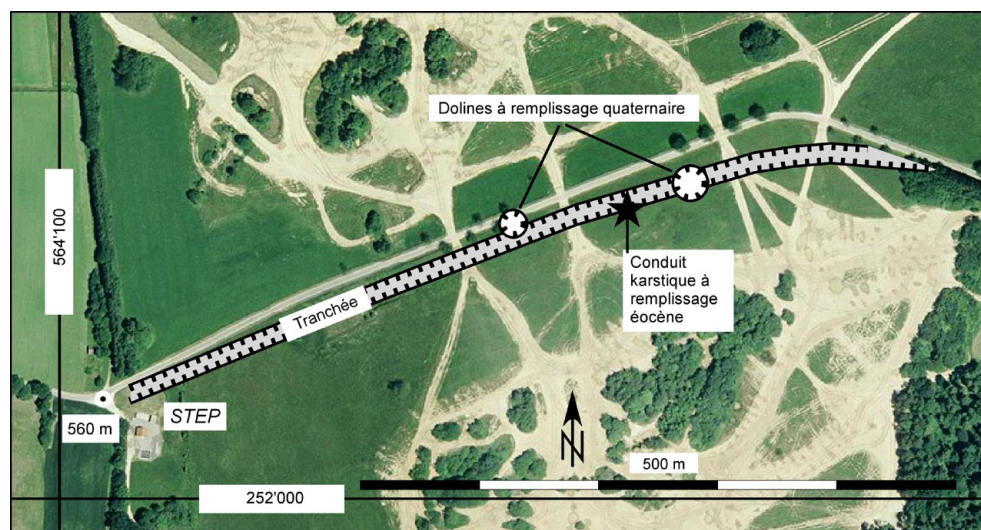


Fig. 6.3 Situation du remplissage karstique éocène de Fahy (564'570 / 252'240). Orthophoto réalisée par la République et Canton du Jura, édition 1998.

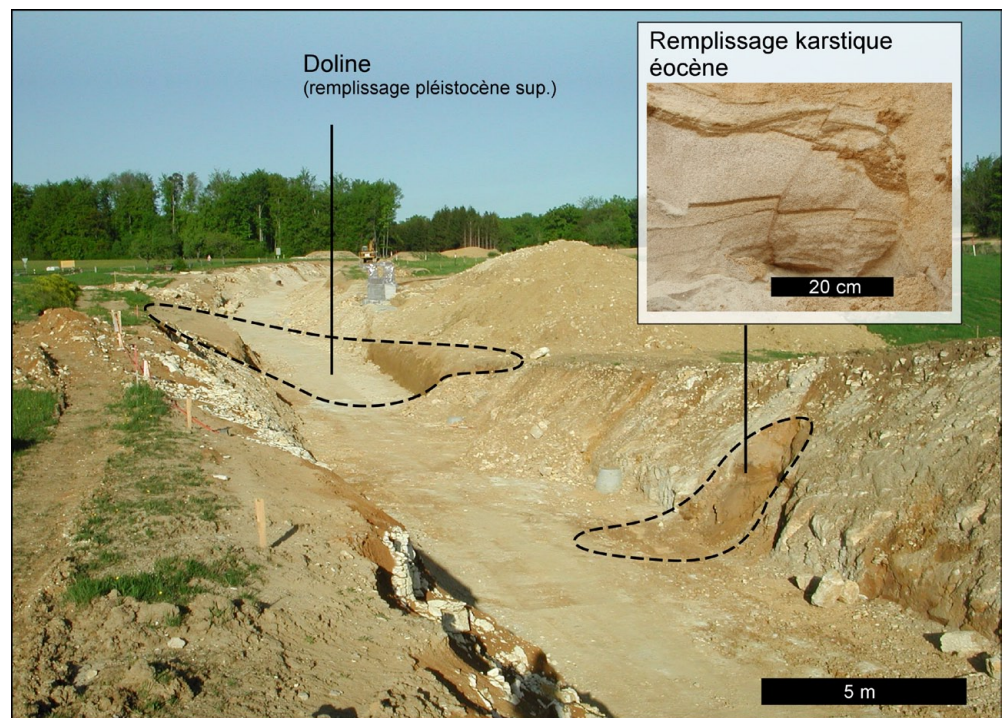


Fig. 6.4 Vue de la poche karstique éocène de Fahy depuis l'W (564°570 / 252°240).

grains de quartz sont très bien triés, arrondis, et presque parfaitement sphériques, ce qui indique un transport fluvial. Ce remplissage est fortement déformé, en partie probablement par des contraintes tectoniques (failles inverses) et peut-être aussi par des phases de soutirage (Fig. 6.4).

Les résidus de lavage de ce troisième remplissage ont livré de nombreuses petites coquilles d'huîtres arrondies et polies suite à un transport. Il s'agit de *Nanogyra* sp. et/ou d'*Exogyra* sp., deux genres qui sont présents dans les marnes à *Virgula* du Kimméridgien supérieur, membre qui est aujourd'hui absent au-dessus du conduit karstique, suite à l'érosion. Aucun autre fossile à valeur biostratigraphique n'a malheureusement été trouvé dans le remplissage (Andrea Storni, communication personnelle, 2004). En revanche, on peut rattacher ce faciès au Huppersand décrit par FLEURY (1909), appelé également sables siliceux vitrifiables lorsque les sables de quartz sont dominants, et rattaché au Sidérolithique. Ce dernier est daté de l'Eocène moyen à supérieur (HOOKER & WEIDMANN 2000; STEHLIN 1903).

L'origine et le mécanisme de dépôt de ces sables de quartz ne sont à l'heure actuelle toujours pas clairement identifiés. En ce qui concerne leur origine, AUBERT (1975), AUBERT & LE RIBAUT (1975) et VATAN (1949) estiment que les grès verts riches en quartz du Crétacé

moyen (Aptien, Albien et Cénomaniens), érodés lors d'une phase de rhexistase prononcée, ont constitué le matériel source. Selon cette hypothèse, basée en partie sur la morphoscopie des grains, l'origine des quartz déposés au Crétacé est à chercher dans le Massif central. Pour CONRAD & DUCLOZ (1977) en revanche, qui ont étudié ces dépôts dans la région du Salève, il serait faux de faire dériver entièrement, ou en grande partie, ces sables d'une source crétacée. Ce serait davantage le socle hercynien du Massif central, à l'érosion durant l'Eocène, qui en constituerait la source principale. Quant au type de dépôt, la disposition généralement stratifiée de ces sables, leur présence souvent déterminée par des accidents tectoniques (notamment dans le bassin de Delémont), ainsi que l'excellent tri et le poli des grains plaident en faveur d'un dépôt fluvial subaérien (et non pas endokarstique).

Même si l'on retient l'hypothèse d'AUBERT (1975) qui privilégie une origine locale – les matériaux qui constituent le sidérolithique proviendraient des résidus de l'ablation des étages qui font défaut au sommet de la série stratigraphique –, il est difficile d'imaginer un transport purement vertical de ces sables résiduels depuis une couche crétacée située alors cent à deux cents mètres au droit de la poche karstique actuelle. Au contraire, on doit raisonnablement penser que ces sables ont subi un certain transport fluvial, si ce n'est un transport certain. De plus, on devrait

alors admettre que la sédimentation s'est poursuivie en Ajoie durant tout le Crétacé inférieur, jusqu'au Cénomanién, fait que l'on ne peut certes pas totalement exclure, mais encore moins prouver de quelque manière que ce soit.

Un transport fluvial semble donc indispensable pour expliquer la présence de ces sables sur le plateau de Bure. En provenance d'un lieu qui reste à déterminer, ces sables fluviaux se sont vraisemblablement déposés sur les strates calcaires du kimméridgien supérieur, dont ils ont au passage incorporé les valves des marnes à *Virgula*, facilement dissociables de leur matrice argileuse. Ce n'est qu'après leur dépôt qu'ils ont été remaniés une nouvelle fois et transportés dans des conduits karstiques en formation. Dès lors, la présence de ces sables à cet endroit permet de dater le soulèvement du plateau de Bure – ou tout au moins un premier soulèvement – à une période contemporaine ou postérieure à l'Eocène moyen à supérieur. Un soulèvement antérieur à l'Eocène aurait forcément empêché le passage du cours d'eau qui a transporté ces sables à cet endroit. La karstification a, quant à elle, probablement eu lieu durant la phase tectonique de l'Eocène supérieur déjà, même si un remaniement beaucoup plus tardif ne peut pas être totalement exclu.

6.1.5.5 Karst de Porrentruy l'Oiselier

Ce karst mis au jour en 2003 lors des travaux d'excavation sur le tracé de la Transjurane (300 mètres au SW de l'Oiselier) a ceci de particulier qu'il est creusé dans les Conglomérats de Porrentruy (BECKER & LAPAIRE 2004; LAPAIRE et al. à paraître). Il est par conséquent forcément postérieur à l'Oligocène inférieur. Mais les éléments de datation à disposition pour lui attribuer un âge sont maigres: le développement essentiellement vertical de la cavité ne permet pas de tenir une réflexion sur la direction des galeries par rapport à la fracturation. Quant à l'absence de remplissage dans la partie explorée, elle empêche toute datation relative. Ce dernier argument, ajouté au fait que les parois du karst ne sont pratiquement pas altérées, permet toutefois de proposer qu'il s'agit d'un karst récent d'âge pléistocène. Il aurait fait suite au plissement plio-pléistocène de l'anticlinal du Banné.

6.1.5.6 Remplissage karstique de Vendlincourt

Dans une carrière qui entaille le flanc N de l'anticlinal de Vendlincourt (578'780 / 255'270), plusieurs poches karstiques apparaissent dans un calcaire fortement fracturé correspondant à la base de la Formation

de Reuchenette, les marnes du Banné pointant au sommet du front de taille (Planche 6-A). De dimensions variables (quelques décimètres à plusieurs mètres), ces poches ont des géométries clairement dictées par la stratification subhorizontale d'une part, et par les fractures verticales d'autre part. Toutes présentent le même type de remplissage, constitué de silts légèrement sableux brun-jaune.

Le remplissage de la poche 1, située sur le front de taille S, a fait l'objet d'observations plus détaillées (Planche 6-B). Des prélèvements y ont été effectués en vue d'analyses granulométriques et géochimiques, ainsi que pour une tentative de datation OSL. Totalisant 115 cm d'épaisseur, il est constitué de lamines de silts brun-jaune, légèrement carbonatées, contenant des gastéropodes. Dans le détail, il se subdivise en trois parties: à la base, il s'agit de silts argileux très finement laminés, de teinte brun-jaune verdâtre, épais de 50 cm. La partie médiane (25 cm d'épaisseur) est constituée de lamines sableuses brun-noir intercalées dans des lamines de silts fins brun-jaune verdâtres, alors que le sommet (40 cm d'épaisseur) est franchement silteux, bien qu'il contienne quelques petites lentilles discontinues de sables fins brun-noir.

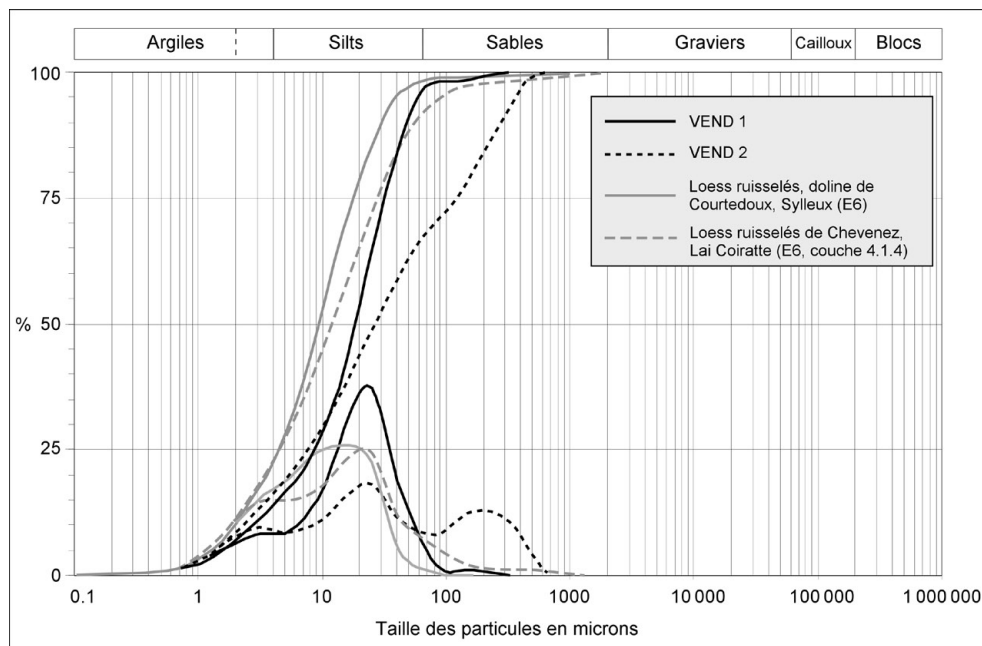
Ces dépôts sont interprétés comme des loess, remaniés dans des conduits karstiques, et décantés en eau calme. Les lentilles sableuses traduisent des épisodes d'écoulement légèrement plus fort. Les analyses effectuées sur la partie sommitale du remplissage de la poche 1 de Vendlincourt (échantillon VEND 1) livrent effectivement des signaux granulométriques et géochimiques très proches de ceux des loess d'Ajoie (Tab. 6.1 et Fig. 6.5): médiane située vers 20 microns, très bon tri (So: 1.96), asymétrie inférieure à 1 (Sk: 0.79), pH neutre (7.2), faible taux de carbonates (5%) et absence d'humus. La partie médiane du remplissage (échantillon VEND 2), bien qu'enrichie en sables – constitués principalement de fragments de gastéropodes et d'ostracodes – présente également un signal loessique très net sur sa courbe granulométrique.

Un lavage, réalisé par BECKER en 2003 dans la partie médiane plus sableuse du remplissage, avait livré des gastéropodes ainsi que des ostracodes (*Cavernocypris subterranea*). L'écologie de ces ostracodes correspond à des milieux d'eaux froides, notamment souterraines. Mais cette forme n'avait pas permis de trancher sur l'âge du sédiment, car elle est présente du Miocène jusqu'à aujourd'hui. En revanche, les nouvelles observations présentées ci-dessus montrent que le faciès lithologique de ces poches

Tab. 6.1 Paramètres granulométriques et géochimiques des échantillons du remplissage karstique de Vendlincourt (VEND 1 et 2) et des loess d'Ajoie (Sylleux et Lai Coiratte).

Echantillons	Médiane (μm)	Tri (So)	Asymétrie (Sk)	Carbonates (%)	pH
VEND 1	18.5	1.96	0.79	5	7.2
VEND 2	26.9	4.05	1.27	4.5	7.3
Sylleux (E6)	9.4	2.06	0.92	7	7.6
Lai Coiratte (E6, c 4.1.4)	12.3	2.51	0.87	0	5.8

Fig. 6.5 Courbes granulométriques cumulatives et de fréquence du remplissage karstique de Vendlincourt (VEND 1 et VEND 2) et comparaison avec des loess d'Ajoie datés du Pléistocène supérieur. Le mode caractéristique des loess rencontrés en Ajoie se situe entre 10 et 50 microns, signal que l'on retrouve clairement dans les échantillons de Vendlincourt.



karstiques est semblable à celui des loess rencontrés en Ajoie, notamment à Alle au pied de l'anticlinal du Banné (AUBRY et al. 2000), à Chevenez dans la vallée sèche de la Haute-Ajoie (Chap. 7), ou encore sur le plateau de Bure en remplissage de dolines (AUBRY et al. 2005). Les datations réalisées sur ces différents sites (macrofaune, datations ^{14}C sur ossements ou gastéropodes, datations OSL sur sédiment) ont toutes livré des âges du Pléistocène supérieur (entre 100 et 20 ka BP). L'analogie de faciès suggère donc un âge également pléistocène supérieur pour les loess qui remplissent les poches karstiques.

Afin de confirmer l'âge supposé pléistocène supérieur de ce remplissage, deux datations OSL (Chap. 7.3.6.2) ont été entreprises. Le but de cette démarche est de dater le dernier moment où ces loess ont été en contact avec la lumière et de pouvoir ainsi préciser l'âge du comblement karstique. Ce dernier doit forcément être plus récent que l'âge obtenu par la méthode OSL, puisqu'aucun contact avec la lumière n'a pu avoir lieu depuis l'enfouissement du sédiment loessique dans le réseau karstique souterrain. Deux tubes

en plastique noir opaque ont été plantés horizontalement dans la stratigraphie, afin de pouvoir prélever du sédiment non perturbé, et surtout non contaminé par la lumière. Les parties médiane et supérieure du remplissage, plus sableuses que la base, ont été choisies. (Planche 6-C). Les résultats des datations – réalisées par Alexandra Hilgers, Département de Géographie, Université de Cologne – livrent des âges qui s'insèrent à la fin du Pléistocène moyen: 167 ka \pm 22 pour la partie médiane du remplissage (VEND 2) et 166 ka \pm 21 pour le sommet (VEND 1) (Annexe 2).

Bien que les deux données montrent une grande concordance, les âges livrés doivent être interprétés avec prudence (Alexandra Hilgers, communication personnelle, 2005). En effet, il n'y a encore que peu d'expériences réalisées avec la méthode de régénération sur aliquote unique (Single Aliquot Regeneration, SAR) dans cette fourchette de temps assez ancienne et sur ce type de sédiment fin. Il est dès lors possible que ces âges soient sous-estimés, selon la perte du signal de luminescence ("fading") au cours du temps. Toutefois, le signal de luminescence naturel des deux

échantillons n'étant pas arrivé à saturation, un âge plus ancien que le Pléistocène moyen est à exclure.

Même s'ils sont légèrement plus vieux que l'âge attendu (sur la base du faciès identique aux loess d'Ajoie), et même s'ils pourraient peut-être même remonter au début (plutôt qu'à la fin) du Pléistocène moyen, ces résultats confirment que le colmatage du karst a eu lieu au Pléistocène et pas antérieurement.

Bien entendu, la datation d'un remplissage karstique ne donne qu'un âge minimal pour la formation du karst lui-même. Toutefois, plusieurs indices suggèrent que le karst de Vendlincourt a dû se former au Quaternaire seulement, peu avant son comblement. Il y a tout d'abord l'homogénéité des remplissages des poches karstiques, toujours de faciès loessique. Dans le cas d'une karstification antérieure au Quaternaire, on devrait s'attendre à retrouver, dans les remplissages, des éléments molassiques, voire sidérolithiques, ce qui n'a pas été constaté. Ensuite, le soulèvement de l'anticlinal de Vendlincourt remonte vraisemblablement au Pléistocène seulement. Ce n'est probablement qu'après cette mise en relief tardive qu'a débuté la dernière phase de karstification, enregistrée en Ajoie par le karst de Vendlincourt.

Pour terminer, il faut encore souligner que ces loess piégés dans le karst et conservés à l'abri de l'altération superficielle jusqu'à aujourd'hui sont les seuls témoins découverts à ce jour de la sédimentation loessique anté-éémienne en Ajoie. Toutes les autres datations (faune, ^{14}C , OSL) effectuées sur des sédiments analogues, découverts dans les vallées sèches ou dans l'épikarst (comblement de dolines), ont en effet toujours livrés des âges post-éémien. Ceci suggère que la période de rhexistasie initiée par la péjoration climatique qui s'amorce à la fin de l'Eémien a profondément érodé et déblayé la couverture loessique déposée en Ajoie durant le Saalien (Riss). L'étude des séquences pédosédimentaires de la France du NW et de la Belgique (VAN VLIET-LANOË & GUILLOCHEAU 1995) indique du reste que, durant le Quaternaire et en milieu périglaciaire, l'érosion des sols a été plus active sous forme d'épisodes courts, au début des périodes de refroidissement, que pendant les stades ou les interstades.

6.1.5.7 Remplissage karstique de Glovelier

Ce remplissage karstique est situé sur la bordure occidentale du bassin de Delémont et non pas en Ajoie. Mais il est intégré dans cette étude en raison de

son âge miocène qui apporte un jalon stratigraphique bienvenu pour cette période pauvre en enregistrement stratigraphique. Il s'intègre par ailleurs bien dans la vision générale des cycles tectonique-karstification. Il est interprété comme un paléokarst côtier, c'est-à-dire comme un karst qui se serait comblé en milieu marin côtier au Burdigalien supérieur (MN 4), cet âge étant attesté par des foraminifères marins présents à la base du remplissage et par une faune de micromammifères terrestres trouvés dans la partie supérieure (HUG et al. 1997). La karstification serait quant à elle, par hypothèse, antérieure au remplissage et consécutive à une mise en relief. La présence d'un gradient hydraulique est en effet obligatoire pour former un karst. Ce relief a pu être créé soit par une érosion (consécutive à une baisse du niveau marin) soit par un mouvement tectonique. Durant l'Aquitaniens et le Burdigalien inférieur à moyen, le niveau eustatique correspond à un cycle transgressif, juste marqué par une chute, sur le court terme, à la transition Aquitaniens-Burdigalien (HAQ et al. 1987; HARDENBOL et al. 1998). L'hypothèse du soulèvement tectonique semble donc plus probable pour expliquer la karstification. Cette mise en relief durant l'Aquitaniens et la base du Burdigalien s'inscrit d'ailleurs dans une phase tectonique de compression NE-SW et correspond à une importante lacune stratigraphique dans le bassin de Delémont.

6.1.5.8 Remplissage karstique de la Vue-des-Alpes

Ce remplissage est évoqué ici en raison de son importance pour la datation du plissement jurassien. La galerie-pilote du tunnel routier sous la Vue-des-Alpes a effectivement mis au jour une fente karstique dont le remplissage, non déformé par la tectonique, a livré une riche faune de micromammifères pliocènes, donnant ainsi un âge supérieur limite au plissement du Jura (antérieur à MN 15, BOLLIGER et al. 1993). La karstification remonte quant à elle très probablement à la phase de plissement, durant le Miocène supérieur.

6.1.5.9 Autres karsts

L'inventaire ci-dessus n'est évidemment pas exhaustif. D'autres karsts dont le remplissage est mal connu où l'âge incertain n'ont pas été abordés. Nous pensons par exemple à la poche karstique située au lieu-dit Sur Roche de Mars (574'350 / 252'025), pour laquelle SCHNEIDER (1960) propose un âge oligocène plutôt qu'éocène, mais qui pourrait aussi être rapportée à la phase de karstogenèse du Miocène supérieur.

6.1.6 Synthèse

La compilation des données stratigraphiques, tectoniques et karstologiques locales, complétée par des données du bassin de Delémont et des reliefs environnants, permet de proposer une morphogenèse de l'Ajoie en cinq phases (Fig. 6.6):

1) Léger soulèvement à l'Eocène supérieur, tant en Ajoie que dans le futur bassin de Delémont. Ce soulèvement généralisé, responsable de la phase de karstification majeure de l'Eocène supérieur, n'a toutefois pas été complètement uniforme et a engendré, ici et là, des reliefs légèrement plus importants qui émergeaient faiblement d'une vaste zone tabulaire. La région de Bure et le S de Porrentruy constituaient deux de ces reliefs éocènes.

2) Développement de petits fossés d'effondrement, dès la base de l'Oligocène, induits par l'ouverture du Fossé rhénan au N. Les Conglomérats de Porrentruy remplissent alors ces bassins subsidents, déterminés par des failles normales subméridiennes, qui forment un couloir orienté SSW-ENE, de Bressaucourt vers Réchésy, se déversant dans la mer rhénane.

3) Soulèvement général au Miocène inférieur, responsable d'un important hiatus sédimentaire et probablement d'une seconde phase de karstification, pour l'instant encore mal documentée en Ajoie. Les failles normales oligocènes rejouent alors probablement en failles inverses, stoppant la subsidence. En Ajoie, la sédimentation ne reprendra pas avant la base du Miocène supérieur, avec les Sables et graviers vosgiens qui se déposeront dans le NE. Le paysage miocène était vraisemblablement peu accidenté, juste marqué par les anciens relief éocènes, déjà certainement en partie nivelés par l'érosion, et par une dépression qui devait certainement encore subsister au niveau du graben Bressaucourt-Réhésy.

4) Plissement du Jura et soulèvement conjoint du plateau de Bure, au Miocène supérieur. Il s'agit de la phase principale de morphogenèse. A partir de la mise en place de ces deux grandes structures, la direction des écoulements est clairement déterminée. Le gradient hydraulique ainsi créé conduit à une intense phase de karstification qui modèle l'essentiel du réseau actuel des vallées sèches en surface et celui des rivières souterraines en profondeur (Milandrine, Ajoulote pro parte).

5) Création d'anticlinaux disposés en échelons

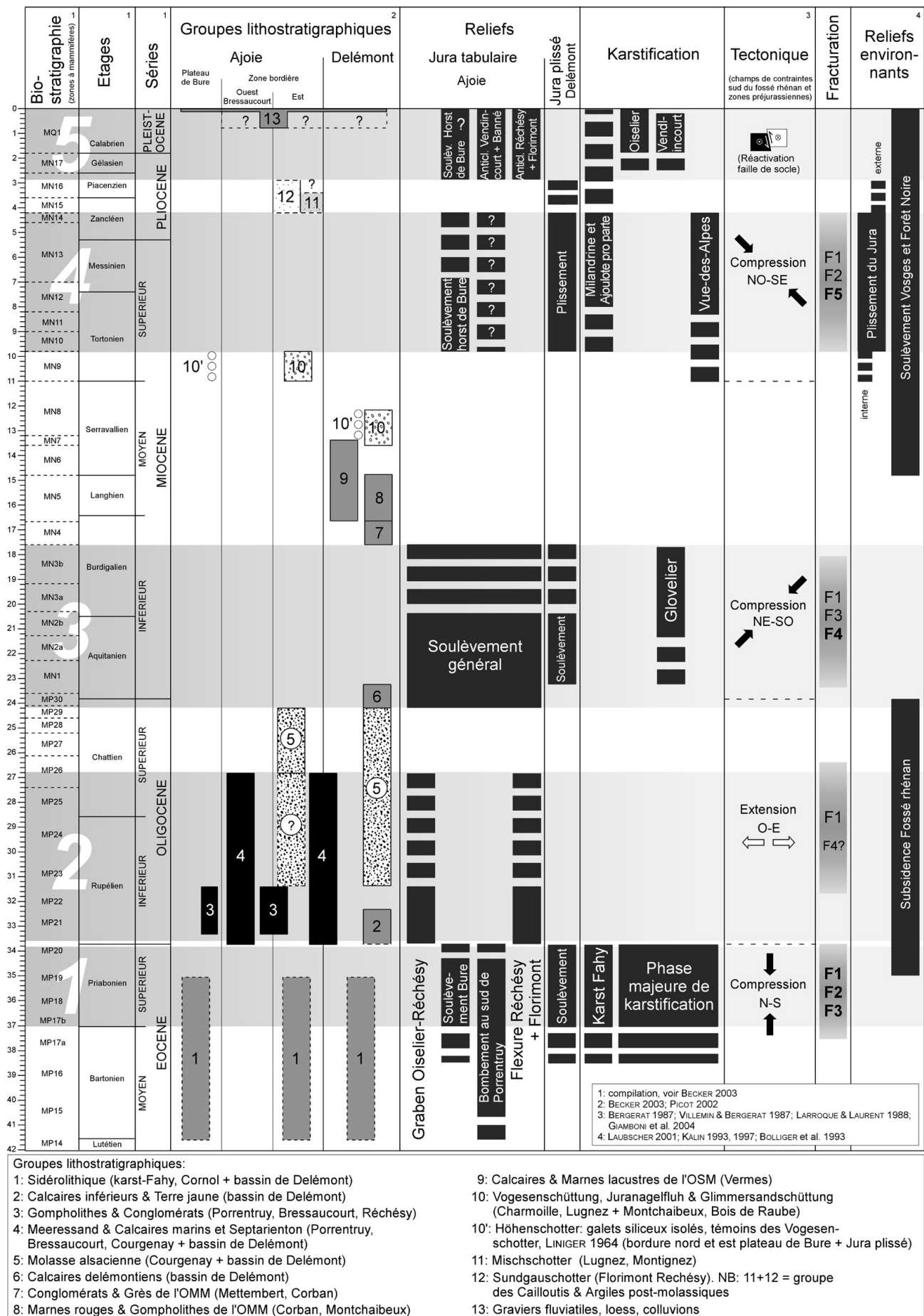
dans le Jura tabulaire, par réactivation de failles de socle paléozoïques. Cette phase tardive plio-pléistocène, qui crée les anticlinaux de Ferrette et Réchésy, et très probablement aussi ceux de Vendlincourt et du Banné, donne au réseau de drainage superficiel son allure actuelle. Elle est suivie d'une ultime phase de karstification.

Même si cette reconstruction a été élaborée en tenant compte du plus grand nombre d'indices possibles, il n'en demeure pas moins qu'elle repose sur des données forcément fragmentaires qui nécessitent d'adopter une réflexion nuancée. Il est cependant frappant de constater que, en cherchant à les intégrer toutes dans un seul schéma, elles livrent finalement une vision très cohérente de l'évolution des reliefs en Ajoie. La figure 6.7 représente, en plan, ces cinq étapes de l'évolution des reliefs.

6.2 ÉVOLUTION DU RÉSEAU DE DRAINAGE

6.2.1 Drainage de l'Eocène au Pliocène

Retracer l'évolution du réseau de drainage de l'Eocène au Pliocène nécessite de prendre en compte une région plus étendue que le cadre limité de l'Ajoie. On trouvera à cet effet une synthèse de cartes paléogéographiques couvrant le N de la Suisse et le Fossé rhénan chez BERGER et al. (2005). Toutefois, afin de faire écho au chapitre précédent, les directions de drainage en Ajoie peuvent être superposées aux cartes de l'évolution des reliefs présentées dans le chapitre précédent. Les trois périodes durant lesquelles l'Ajoie a connu une phase de sédimentation détritique se prêtent particulièrement à cet exercice: 1) l'Oligocène inférieur, 2) la base du Miocène supérieur et 3) le Pliocène moyen (Fig. 6.8). En ce qui concerne l'Eocène, les données stratigraphiques actuellement disponibles ne permettent pas de proposer des axes de drainage. Même si les sables siliceux vitrifiables rattachés au Sidérolithique témoignent d'un transport fluvial, leur origine demeure encore aujourd'hui trop hypothétique pour tenter de tracer des directions générales de drainage. Pour rappel, sont généralement invoqués soit le Massif central, soit une provenance locale à partir des étages du Crétacé inférieur qui font défaut au sommet de la série stratigraphique (Chap. 6.1.5.4). Selon l'hypothèse retenue, le drainage éocène pourrait ainsi venir tout à la fois de l'W, du N, du S ou encore de l'E !



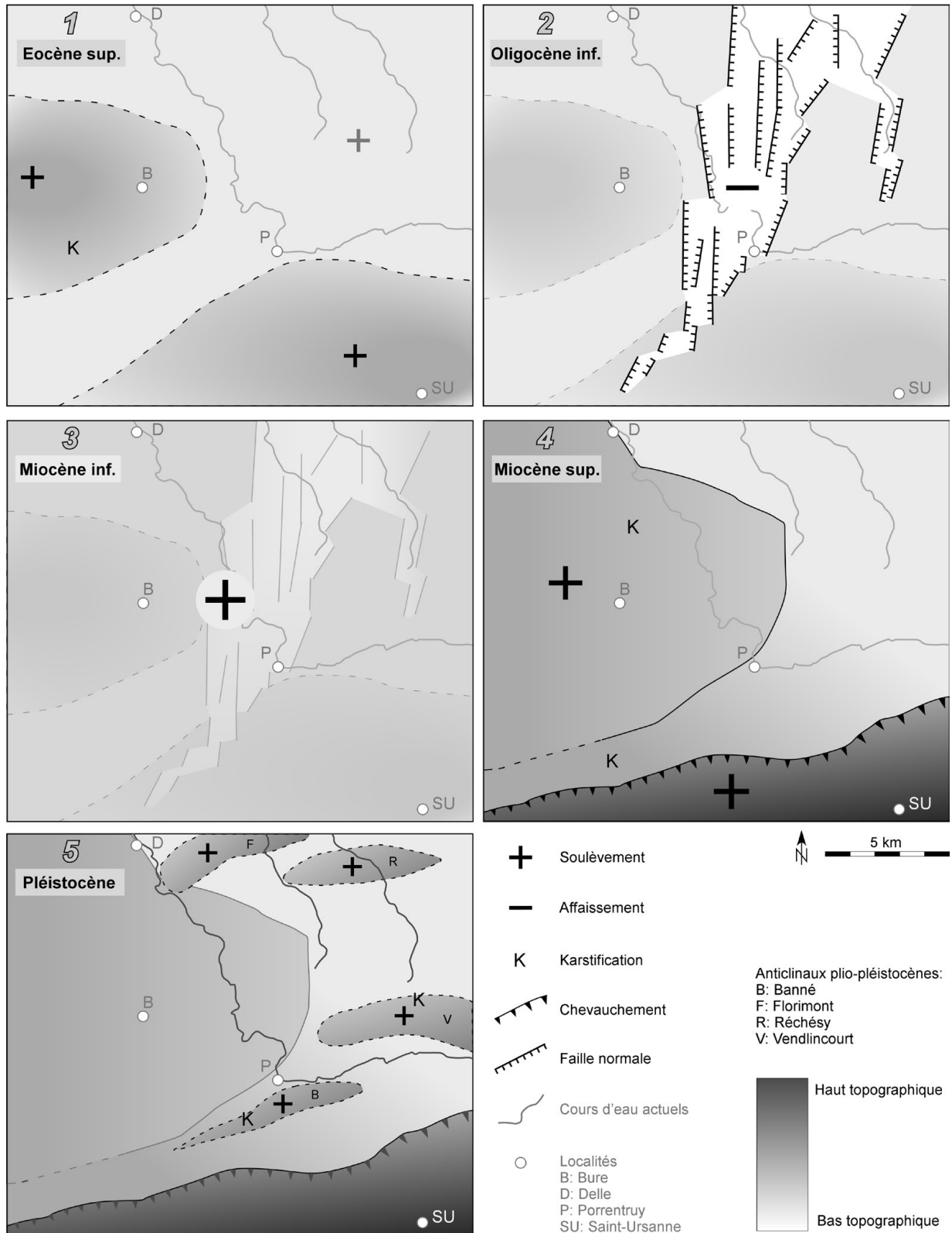


Fig. 6.7 Représentation schématique des cinq étapes de l'évolution des reliefs en Ajoie depuis l'Eocène. 1) Légers bombements à l'Eocène; 2) Fossés d'effondrement à l'Oligocène; 3) Soulèvement général au Miocène inférieur; 4) Plissement du Jura et soulèvement du plateau de Bure au Miocène supérieur; 5) Anticlinaux disposés en échelon dans le Jura tabulaire au Pléistocène. Le tracé des cours d'eau correspond à l'état actuel et sert uniquement de repère. Les symboles de karstification (K) se réfèrent aux karsts discutés dans le texte (Fahy, Milandrine, Ajoulote, Oiselier et Vendlincourt).

Fig. 6.6 (page de gauche) Essai de reconstitution de l'évolution des reliefs en Ajoie, sur la base de l'enregistrement sédimentaire, des champs de contraintes tectoniques régionaux et de la formation des reliefs environnants.

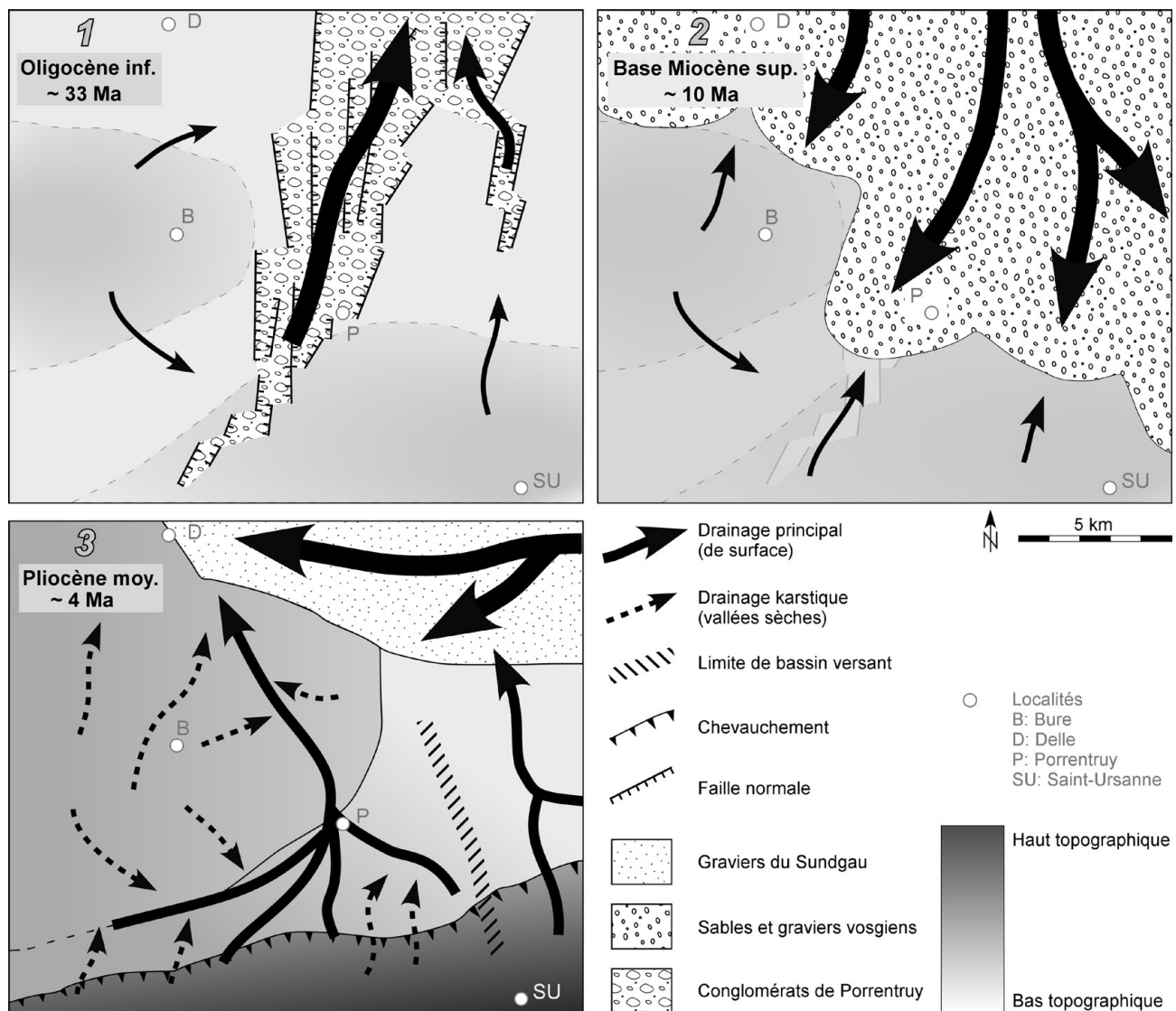


Fig. 6.8 Axes de drainage en Ajoie durant le dépôt des Conglomérats de Porrentruy (1), lors du dépôt des Sables et graviers vosgiens (2), et pendant la mise en place des Graviers du Sundgau (3).

1) A l'Oligocène inférieur (Rupélien, MP 21), les Conglomérats de Porrentruy se sont déposés dans un graben qui s'ouvrait en direction de la mer rhénane. Les écoulements étaient donc dirigés vers le N d'une part et concentrés le long du graben d'autre part. De petits ruisseaux affluents provenaient certainement des bombements créés à l'Eocène.

2) A la base du Miocène supérieur (Tortonien, MN 9), la direction du drainage était exactement inverse par rapport à la situation oligocène: des cours d'eau en provenance des Vosges déposaient en Ajoie des sables et graviers qui constituaient la terminaison distale de puissants éventails fluviaux. La progression de ces corps sédimentaires a probablement été stoppée, au N

de Bure et au N de Saint-Ursanne, par les bombements éocènes. En revanche, ils se sont avancés de quelques kilomètres au SW de Porrentruy. A cet endroit, leur progression a certainement été rendue possible grâce à la subsistance d'une zone déprimée, non totalement comblée par les Conglomérats de Porrentruy. Les écoulements en provenance du S, fortement minoritaires puisque les premiers plis jurassiens ne sont juste pas encore formés, venaient buter contre cette masse de sédiments miocènes.

3) Au Pliocène moyen (Zancléen, Piacenzien, MN 15-16), la situation change radicalement, notamment suite au plissement du Jura. A l'échelle régionale, le système de drainage Aar-Danube est dévié vers l'W

suite à une capture par le Doubs (PETIT et al. 1996). Cette paléo-Aar, qui longe le front du Jura plissé d'E en W, dépose les Gravieres du Sundgau dans le NE de l'Ajoie avant de rejoindre le Fossé de la Bresse.

A l'échelle locale, en Ajoie, les axes de drainage qui vont conduire au réseau hydrographique actuel se mettent en place: les écoulements de surface en provenance du Jura plissé rejoignent Porrentruy, puis se dirigent vers Delle, en recoupant la terminaison orientale du plateau de Bure. Ce tronçon épigénique de la future Allaine, entre Porrentruy et Delle, remonte vraisemblablement à la base du Miocène supérieur déjà, juste après que se sont déposés les sables et graviers vosgiens. A cette période, un petit cours d'eau amorçait son lit vers le N, sur la surface presque plane des alluvions vosgiennes, alors que le plateau de Bure commençait juste à se soulever. L'épigénie de l'Allaine a donc été initiée par surimposition dans un premier temps (écoulement sur les Sables et graviers vosgiens), puis véritablement réalisée par antécédence (soulèvement tectonique et enfoncement conjoint du cours d'eau).

Au Pliocène moyen, le bassin versant de la future Allaine, en amont de Porrentruy, comprend donc l'actuelle vallée sèche de la Haute-Ajoie, alors très probablement drainée en surface, ainsi que les contreforts du Jura plissé, entre Roche-d'Or à l'W et Courtemaury à l'E. En revanche, les ruisseaux qui convergent dans la plaine d'Alle, depuis Cornol et Miécourt, continuent leur route vers le N sans passer par Porrentruy, puisque l'anticlinal de Vendlincourt n'est pas encore formé. Ils rejoignent ainsi directement le système de drainage de la paléo-Aar vers Bonfol, en passant par Vendlincourt. Afin de rendre à César ce qui est à César, il serait bon de baptiser cette Allaine, amputée de son tronçon amont, par un nom qui lui sied plus. En effet, du Miocène supérieur au Pliocène, ce ne sont pas les eaux de la plaine d'Alle qui ont entamé les calcaires jurassiques du plateau de Bure pour y creuser le lit où s'écoule aujourd'hui l'Allaine, mais au contraire les ruisseaux du S et de l'W de l'Ajoie. En raison de la confluence de ces ruisseaux vers Porrentruy, on pourrait proposer le terme de "Bruntrutaine" pour désigner cette Allaine mio-pliocène ! Durant cette période, les eaux de la plaine d'Alle étaient en effet cantonnées plus à l'E, où elles contribuaient à creuser ce qui deviendra la cluse sèche de Vendlincourt (Chap. 6.2.2). Pour l'anecdote, on mentionnera que le toponyme Porrentruy a suscité des explications diverses qui vont de *Bruntrutum* (pays des sources abondantes) à *Pons Ragentrudis* (pont de Ragentrude, femme du bon roi Dagobert, mort en

639). Quelle que soit l'étymologie retenue, l'appellation de "Bruntrutaine" fait donc écho à l'étymologie de Porrentruy.

Finalement, il faut relever qu'au Pliocène moyen, une bonne partie du drainage était vraisemblablement déjà réalisée en milieu souterrain, suite à la phase de karstification du Miocène supérieur. S'il n'est pas possible de définir précisément quels cours d'eau étaient encore subaériens et quelles vallées étaient déjà sèches, il est par contre probable que l'essentiel du drainage du plateau de Bure était karstique, tout comme une bonne partie du drainage des contreforts du Jura plissé au S de Porrentruy.

6.2.2 Paléorivières plio-pléistocènes en Ajoie

L'ultime phase de morphogenèse plio-pléistocène a laissé en Ajoie des traces géomorphologiques qui permettent de détailler assez précisément l'évolution des cours d'eau. Nous faisons ici référence notamment aux deux vallées sèches perchées situées en amont de la Vendline et de la Coeuvalte, interprétées comme des paléocluses de l'Allaine (Chap. 2.4.4 et Fig. 2.9). Des travaux antérieurs (MEYER et al. 1994; GIAMBONI et al. 2004) se sont déjà intéressés aux anciens tracés de l'Allaine, mais dans une optique essentiellement néotectonique. Dans leurs études, ces auteurs ne considèrent d'autre part que la partie E de l'Allaine, sans tenir compte de la partie W ni des implications que ces déviations récentes de cours d'eau ont pu avoir sur le système hydrogéologique de la Haute-Ajoie, notamment sur son assèchement. Les paragraphes qui suivent tentent de pallier à cette lacune en mettant en regard l'évolution séparée des systèmes de drainage de l'E et de l'W de l'Ajoie, ainsi que les conséquences de leur fusion.

6.2.2.1 Tracés et profils longitudinaux

Vendline et Coeuvalte

Dans la partie NE de l'Ajoie, le tracé des deux cours d'eau pérennes que sont la Vendline et la Coeuvalte est influencé par les anticlinaux de Réchésy et Florimont. Alors que la Vendline dessine un méandre avant de traverser l'anticlinal de Réchésy, la Coeuvalte opère un double virage: le premier pour passer à l'W de l'anticlinal de Réchésy, le second pour éviter celui de Florimont dont elle recoupe toutefois la terminaison périclinale E (Fig. 2.1 et 2.3). Au niveau de l'anticlinal de Réchésy, le tracé de la Vendline semble donc épi-

génique, par surimposition dans un premier temps (sur les Gravieres du Sundgau), puis par antécédence lors de la formation du pli. Celui de la Coeuvalte semble par contre s'être dessiné après que les anticlinaux de Réchésy et Florimont se sont formés. La Coeuvalte serait donc plus jeune que la Vendline.

Dans leur partie amont, on constate que ces deux ruisseaux, mais plus particulièrement la Coeuvalte, s'écoulent au fond de vallées disproportionnées par rapport à leur petit bassin versant respectif et à leur faible débit (Fig. 2.1 et 2.2). Ceci peut s'expliquer en tenant compte des deux cluses sèches que l'on retrouve encore plus à l'amont. La cluse sèche de la Vendline traverse l'anticlinal de Vendlincourt, à l'E d'Alle. Celle de la Coeuvalte se situe à l'W d'Alle, entre l'anticlinal de Vendlincourt et le horst de Bure. Le sommet de ces deux cluses perchées se situe aujourd'hui à 480 m d'altitude, soit environ 40 mètres au-dessus du niveau de base hydrologique actuel. Les profils en long de la Vendline et de la Coeuvalte, complétés par le profil de leur cluse sèche respective, indiquent un soulèvement moyen de 34 m pour la cluse de la Vendline et de 48 m pour celle de la Coeuvalte (Fig. 6.9).

Par ailleurs, on observe un bombement très marqué sur les profils en long, directement au débouché des deux cluses sèches, soit entre Vendlincourt et Florimont, respectivement entre Coeuve et Florimont. Ce type de profil traduit clairement un déséquilibre dont l'amplitude atteint environ 12 mètres pour

les deux cours d'eau. Ces bombements apparaissent d'autant plus évidents par comparaison avec le profil de l'Allaine qui est, lui, assez proche de l'équilibre. D'un point de vue théorique, il existe trois types principaux de facteurs qui peuvent créer des situations de déséquilibre: changements lithologiques, changement du niveau de base (causé soit par la tectonique soit par les fluctuations du niveau marin) et changement drastique du débit (causé par des phénomènes de capture). Le premier peut être exclu: sur les portions incriminées, tant la Vendline que la Coeuvalte ou l'Allaine s'écoulent sur un substrat similaire constitué de calcaires du Jurassique supérieur. Les fluctuations du niveau marin ne semblent pas non plus devoir être prises en considération, eu égard à l'éloignement de la mer durant le Plio-Pléistocène. Et, dans le cas d'une capture, le déséquilibre se marque davantage par un seuil que par un bombement du profil en long. Reste finalement le facteur tectonique, en faveur duquel parle nettement l'allure en bombement de la courbe. Le mécanisme invoqué pour ce rehaussement tectonique pléistocène pourrait être la réactivation de failles de socle subverticales, comme interprété par ROTSTEIN & SCHAMING (2004), sur la base de lignes sismique-réflexion situées à seulement 10 km de Vendlincourt, au droit des anticlinaux de Ferrette et le Glasberg (Chap. 6.1.2).

Le fait que les vallées de la Vendline et de la Coeuvalte soient aujourd'hui encore drainées en surface, malgré le déséquilibre marqué dans leur profil en long et malgré la nature calcaire du substrat, plaide en

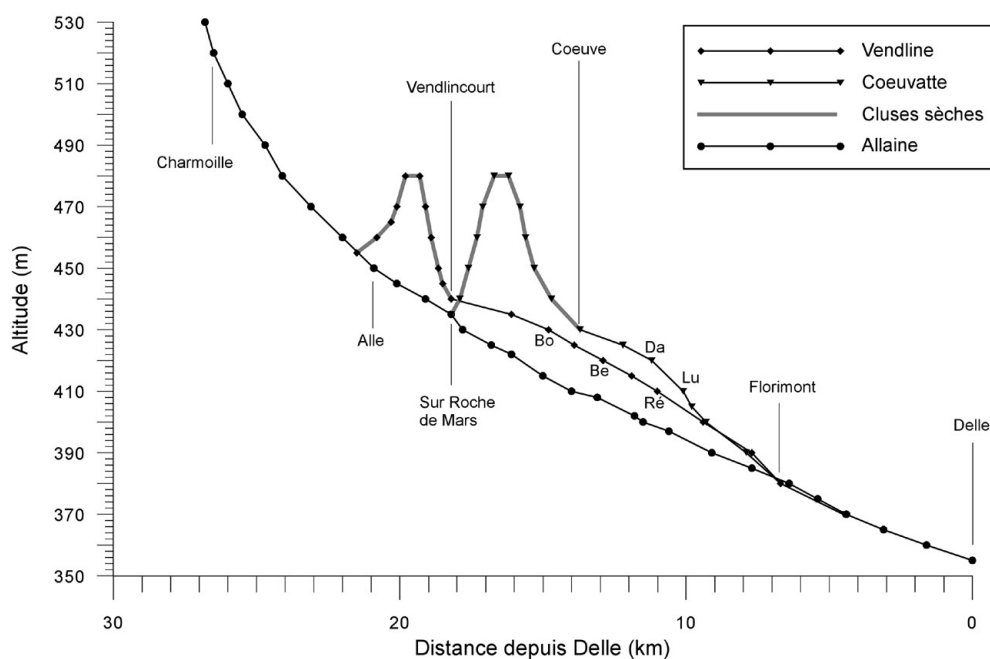


Fig. 6.9 Profils longitudinaux actuels de la Vendline et de la Coeuvalte, y compris leur cluse sèche respective, par rapport au profil de l'Allaine entre Charmoille et Delle. Bo: Bonfol, Be: Beurnevésin, Ré: Réchésy, Da: Dampphreux, Lu: Lugnez. (Exagération verticale x100).

faveur d'un soulèvement récent que l'on peut estimer à quelques dizaines, voire tout au plus quelques centaines de milliers d'années. Une indication en matière de gestion des ressources hydriques peut être tirée des considérations qui précèdent: dans l'avenir, on doit s'attendre davantage à un enfoncement du réseau de surface dans le karst qu'à une augmentation du débit des sources qui alimentent la Vendline et la Coeuvalte.

Allaine

Le tracé de l'Allaine, de direction E-W dans sa partie amont, opère un coude à Porrentruy, juste après avoir franchi une étroiture au lieu-dit Sur Roche de Mars. A partir de là, l'Allaine recoupe le horst de Bure selon un cours épigénique comme décrit précédemment (Chap. 6.2.1). Son profil longitudinal dessine une courbe concave dont la pente décroît progressivement vers l'aval. Il est assez proche de l'équilibre, lequel correspond, dans l'idéal, à une ligne droite tracée sur un graphique semi-logarithmique (HACK 1973). Seuls deux petits seuils sont visibles. Le premier au niveau du défilé de Sur Roche de Mars, le second à Courchavon (Fig. 6.10). D'un point de vue structural, le premier se trouve entre l'anticlinal du Banné et la retombée orientale du plateau de Bure. Le second correspond au petit anticlinal du Pont d'Able. Si l'on pro-

jette la courbe d'équilibre théorique (telle qu'elle est définie par HACK) de l'Allaine depuis le défilé de Sur Roche de Mars, sur la base de l'allure de la courbe à l'amont, on constate toutefois que le fond actuel de la vallée entre Porrentruy et Boncourt est situé 2 à 10 m plus bas qu'attendu.

Vallée sèche principale de la Haute-Ajoie

De Grandfontaine à Porrentruy, la vallée sèche de la Haute-Ajoie correspond à la limite morphologique entre le plateau de Bure, au N, et les contreforts du Jura plissé, au S (zone bordière S). Bien que la répartition bimodale de ses tronçons droits semble dictée par la tectonique (Fig. 3.23), les graviers fluviaux qui colmatent son fond témoignent d'un ancien écoulement de surface. Par ailleurs, la morphologie de ses versants, qui dessinent localement des amorce de courbes méandriformes, atteste d'une phase d'érosion fluviale importante (par exemple au pied du village de Courtedoux, ou au NW de Chevenez). Si l'on considère son profil longitudinal, on remarque un palier entre Rocourt et Courtedoux (Fig. 6.10). Par rapport à une situation d'équilibre, qui peut être donnée par le profil de l'Allaine, on constate un rehaussement du fond de la vallée qui atteint 15 m à Chevenez. Un autre seuil encore plus important d'environ 50 m de hauteur

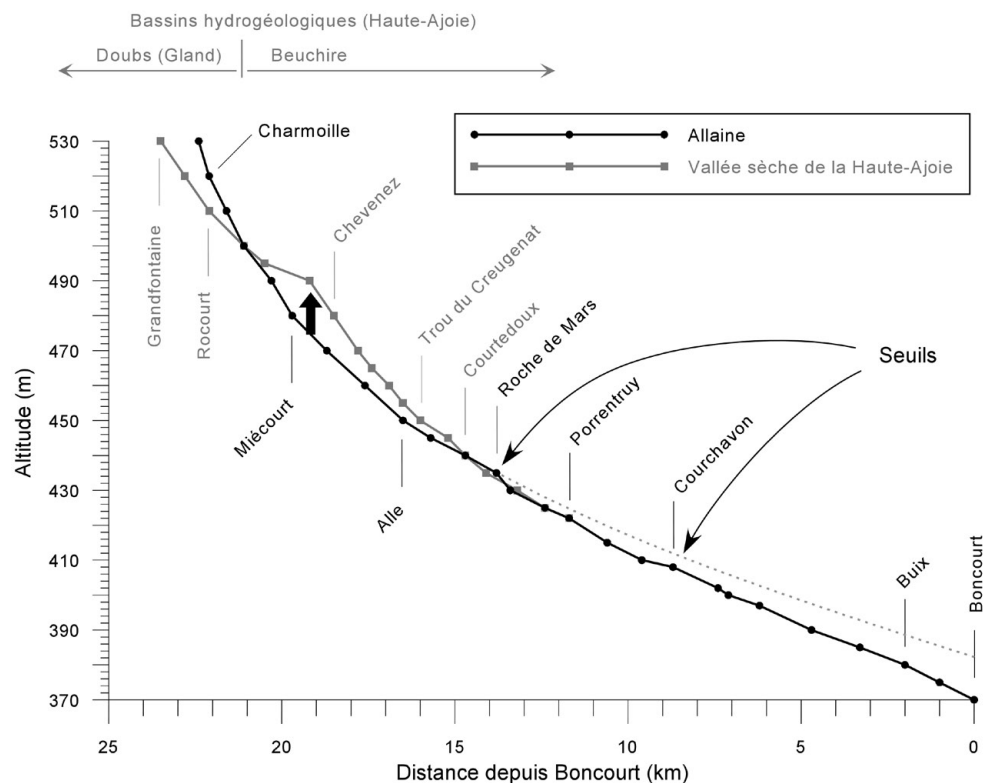


Fig. 6.10 Profils longitudinaux de l'Allaine et du talweg de la vallée sèche de la Haute-Ajoie. (Exagération verticale x100).

(qui n'apparaît pas sur la figure 6.10) permet d'atteindre le bassin fermé de Damvant-Réclère, au SW, par l'intermédiaire d'un étroit goulet d'étranglement. Nous interprétons ces seuils comme les témoins d'une réactivation tardive d'accidents tectoniques subméridiens.

D'un point de vue hydro(géo)logique, il faut encore noter que le bassin fermé de Damvant-Réclère se raccorde topographiquement au bassin versant de la Beuchire (et donc de l'Allaine), mais que son écoulement souterrain se dirige vers le Doubs. Il en va de même pour la partie tout à fait supérieure de la vallée sèche de la Haute-Ajoie, à l'W de Rocourt, dont les eaux souterraines alimentent le Gland, puis le Doubs. Selon MONBARON & BOUVIER (1996), c'est l'enfoncement du cours d'eau principal de la région – le Doubs – qui aurait géré cette réorganisation du drainage karstique souterrain.

6.2.2.2 Scénarii d'évolution

Reprenons l'histoire dans l'état où nous l'avons laissée au Pliocène moyen: avant que ne se forme l'anticlinal de Vendlincourt, l'Allaine rejoignait très probablement la Vendline (Fig. 6.11, 1). Suite à un soulèvement trop rapide de l'anticlinal de Vendlincourt, l'Allaine a dû quitter sa cluse et se chercher ailleurs un chemin vers le N en contournant l'anticlinal par l'W. Elle a trouvé un passage à l'W d'Alle, le long de la Combe Vaumacon qui rejoint Coeuve, probablement à la faveur d'une grande faille subméridienne (Fig. 6.11, 2). Cette hypothèse implique que l'écoulement vers Porrentruy n'était alors pas possible, ce que tend à confirmer l'étroiture assez marquée de la vallée au niveau du lieu-dit Sur Roche de Mars. Durant la période où l'Allaine empruntait la Combe Vaumacon vers le N, le petit défilé de Sur Roche de Mars (large de 100 m seulement) n'était très probablement pas encore creusé. Le drainage en surface était alors probablement bloqué en direction de l'W. Le comportement des écoulements souterrains à cet endroit parle du reste en faveur d'un blocage de l'Allaine vers l'W. En effet, plusieurs essais de traçage effectués sur l'Allaine ont mis en évidence une zone d'infiltration de la rivière dans le karst, précisément entre la Combe Vaumacon et le défilé de Sur Roche de Mars (ADATTE 1993; GRETILLAT et al. 1992; GRETILLAT 1998). A partir de cet endroit, plutôt que de rejoindre Porrentruy à l'W, ces pertes sont déviées dans le karst vers le NW et contribuent à alimenter l'exutoire du Betteraz situé un kilomètre en aval de Porrentruy, où elles sont alors restituées à l'Allaine. Finalement, troisième argument en faveur d'un blocage des eaux de surface vers l'W à l'étroiture de Sur Roche de Mars, le

profil en long de l'Allaine est marqué à cet endroit par un seuil d'environ cinq mètres de dénivellation (Fig. 6.10).

A son tour, ce tracé de l'Allaine a été dévié vers l'W pour rejoindre Porrentruy, où confluaient depuis le Pliocène déjà les ruisseaux de la "Bruntrutaine". Les causes de cette seconde déviation de l'Allaine furent alors certainement tout à la fois d'ordre tectonique et érosif: suite à un nouveau soulèvement tectonique, qui a affecté le plateau de Bure jusqu'à sa terminaison orientale, le passage par la Combe Vaumacon n'a plus été possible (Fig. 6.11, 3). Aujourd'hui, le sommet de la cluse abandonnée domine de 45 m l'Allaine (à Sur Roche de Mars) et de 50 m la Coeuve (à Coeuve). Si une partie des écoulements de la plaine d'Alle pouvait se faire par le karst vers les sources du Betteraz, comme indiqué précédemment, il est probable que l'autre partie a cherché un passage vers Porrentruy. Dans le même temps, l'érosion régressive entamait, depuis l'W, le creusement du petit défilé de Sur Roche de Mars. Il n'y a effectivement que 500 m entre le débouché de la cluse du Voyeboeuf, en voie de formation depuis le Pliocène supérieur probablement, et l'étroiture de Sur Roche de Mars. Cette seconde déviation de l'Allaine peut donc finalement s'apparenter à une capture de l'Allaine par la "Bruntrutaine". Le virage de 90° que forme l'Allaine à Porrentruy ne doit toutefois pas être interprété comme un coude de capture au sens strict, puisqu'il était déjà préexistant à la capture.

Intéressons-nous maintenant à la partie occidentale du réseau: la capture de l'Allaine au niveau du défilé de Sur Roche de Mars a eu comme corollaire une inévitable augmentation du bassin versant de la "Bruntrutaine", lequel a doublé de surface. Les débits ainsi que la capacité érosive du cours d'eau ont évidemment suivi cette augmentation, particulièrement entre Porrentruy et Delle où le lit de la rivière a dû s'enfoncer. Ce brutal abaissement du niveau de base a, à son tour, certainement eu des conséquences sur l'écoulement de surface en tête de bassin. A l'W de Porrentruy, l'érosion de surface n'arrivant pas à compenser la rapide baisse du niveau de base, le drainage de surface s'est probablement enfoncé dans les calcaires (Fig. 6.11, 4). Des mouvements de rehaussement tectonique ont aussi certainement participé à cet enfoncement du réseau de surface dans le karst, comme le montrent les seuils sur le profil en long de la vallée sèche de la Haute-Ajoie, particulièrement entre Rocourt et Courtedoux. La phase tectonique qui a condamné le passage entre l'Allaine et la Coeuve peut être invoquée pour le sou-

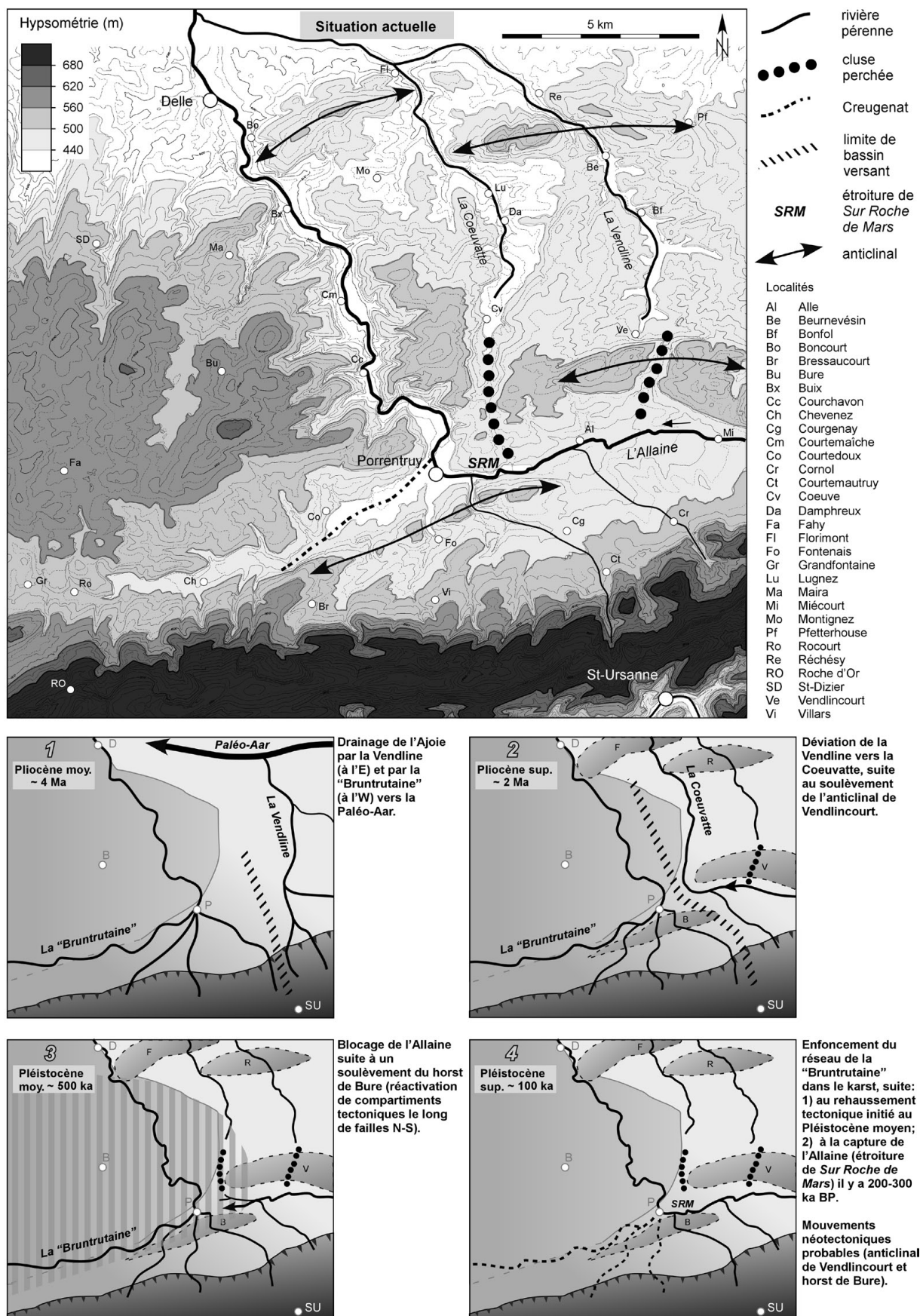


Fig. 6.11 Evolution des rivières en Ajoie du Pliocène moyen à aujourd'hui: situation actuelle et scénario en quatre étapes.

lèvement de ces compartiments du horst de Bure. Et il est aussi envisageable que celle, vraisemblablement plus tardive, qui a induit les bombements visibles sur les profils amonts de la Coeuvatte et de la Vendline a également affecté la Haute-Ajoie. Quoi qu'il en soit, et même si ces arguments manquent de précision, ils suggèrent qu'un soulèvement tectonique a aussi contribué, en plus du phénomène de capture, à l'assèchement de la vallée sèche principale de la Haute-Ajoie.

On peut envisager un deuxième scénario. Il se base sur l'altitude égale des cluses sèches de Vendlincourt et de Coeuve, toutes deux situées à 480 m. Ce fait pourrait être interprété comme le résultat d'un soulèvement conjoint, et de même amplitude, de l'anticlinal de Vendlincourt et de la terminaison orientale du horst de Bure. Dans ce cas, la Vendline et la Coeuvatte auraient été bloquées simultanément et détournées vers Porrentruy. Mais cette solution ne tient pas compte du comportement des deux cours d'eau par rapport aux anticlinaux de Réchésy et Florimont, comportement qui suggère une mise en place plus récente

de la Coeuvatte par rapport à la Vendline. L'érosion plus forte au niveau de la vallée de la Coeuvatte par rapport à celle de la Vendline ne trouve pas non plus d'explication. En effet, la disproportion entre les deux vallées donne à penser que la durée de fonctionnement du passage par Coeue a été plus longue que celle du passage par Vendlincourt. S'il ne retient pas notre préférence, pour les raisons que nous venons d'évoquer, il faut bien constater que ce deuxième scénario présente tout de même l'avantage de la simplicité, puisqu'il ne fait intervenir que deux phases de soulèvement au lieu de trois.

6.2.2.3 Chronologie

Il a été possible de proposer un scénario de l'évolution des rivières au cours du Plio-Pléistocène, mais l'aspect chronologique est resté jusqu'à présent purement relatif. Bien que les éléments de datation ne soient pas légion, nous allons tout de même tenter de poser des âges, même approximatifs, sur les événements que nous avons décrits.

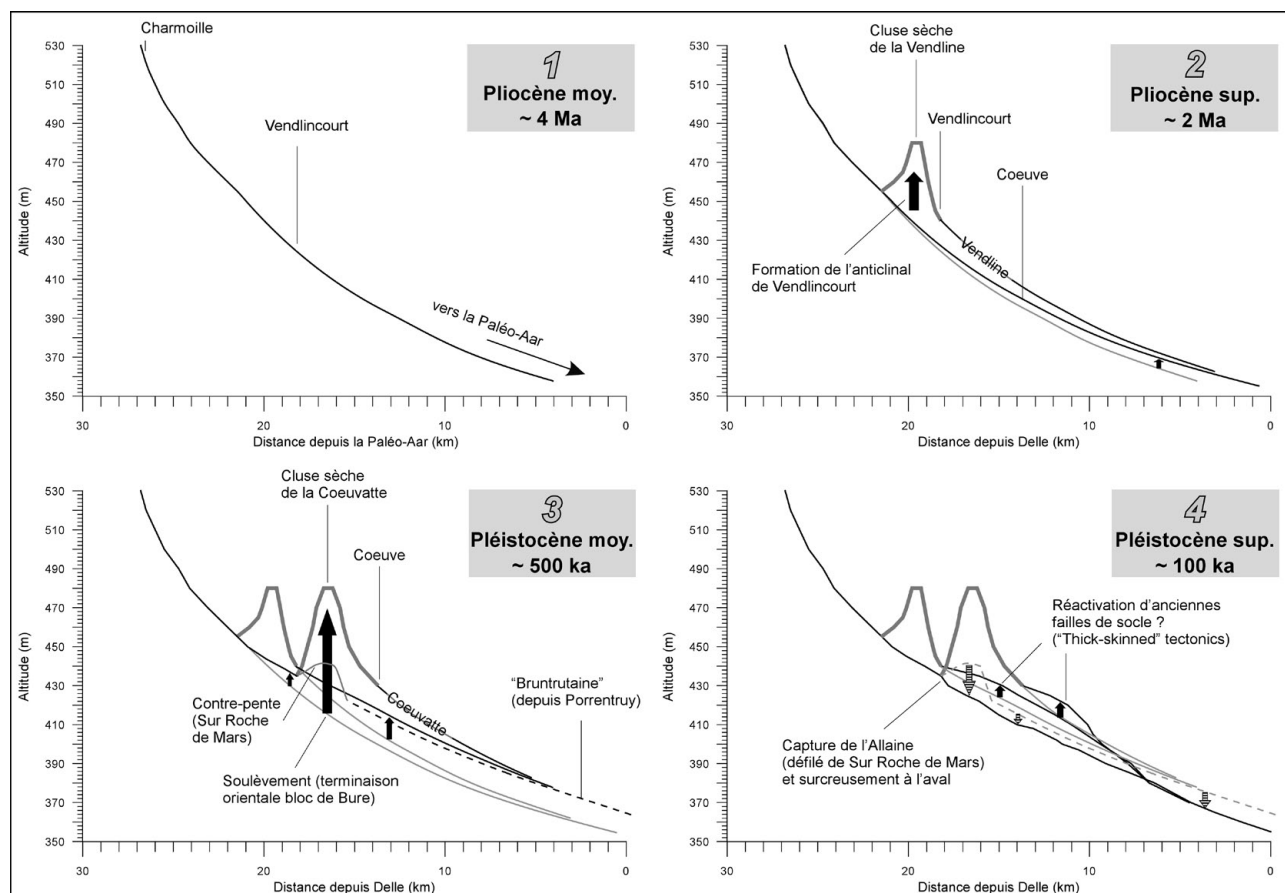


Fig. 6.12 Proposition d'évolution des profils longitudinaux des cours d'eau de l'Ajoie orientale du Pliocène moyen à aujourd'hui. (Exagération verticale x100).

La formation de l'anticlinal de Vendlincourt, vraisemblablement contemporain des anticlinaux en échelons de Florimont et Réchésy, doit être postérieure à 3 Ma (Chap. 6.1.4.2 et 6.1.4.3). En tenant compte du temps nécessaire pour les étapes ultérieures, nous situons la déviation de la Vendline vers la Coeuvatte aux alentours de deux millions d'années avant aujourd'hui. L'importante érosion dans la vallée de la Coeuvatte, dont l'incision atteint 80 m en amont de Coeuve, parle en faveur d'une longue utilisation de ce passage avant son blocage que nous estimons remonter à 500'000 ans environ. Le tracé de l'Allaine par la Combe Vaumacon aurait donc duré environ 1.5 Ma.

Nous pouvons ensuite prendre en considération les graviers fluviatiles qui colmatent la vallée sèche de la Haute-Ajoie pour estimer l'âge de la capture de l'Allaine. En effet, si c'est l'ouverture du petit défilé de Sur Roche de Mars qui a (en partie) induit l'enfoncement dans le karst de la "Bruntrutaine", ces graviers devraient s'être déposés avant la capture. Leur âge reste sujet à discussion, mais la plus grande partie du colmatage alluvial actuellement conservé a vraisemblablement eu lieu durant le Glaciaire ancien (115 à 75 ka BP, unité E9, Chap. 7), un âge antérieur étant envisageable pour la partie basale des graviers, alors qu'un épisode torrentiel a déposé une nappe graveleuse durant le Pléniglaciaire supérieur (30 à 20 ka BP, unité E5, Chap. 7). Ces éléments de datations suggèrent que le passage par le défilé de Sur Roche de Mars a été réalisé pendant ou avant le Glaciaire ancien. En tenant compte de l'inévitable inertie entre le surcreusement de l'Allaine (entre Porrentruy et Boncourt) et l'enfoncement de la "Bruntrutaine" dans le karst, Il paraît raisonnable de retarder la capture à environ 200 ou 300 millénaires avant aujourd'hui.

L'évolution des profils longitudinaux des cours d'eau, proposée sur la figure 6.12, fait écho aux quatre étapes représentées sur la figure 6.11. Bien entendu, il serait tentant, sur la base du scénario proposé, de déterminer des vitesses d'incision fluviatile et éven-

tuellement d'érosion karstique. Mais les calages chronologiques à disposition nous paraissent trop peu nombreux et pas assez précis pour s'aventurer dans une telle démarche. De plus, quand bien même les résultats calculés s'approcheraient de la réalité, ils n'auraient qu'une valeur locale en raison de la forte activité tectonique de la région.

6.2.2.4 Synthèse

Aujourd'hui, seule la partie orientale de l'Ajoie présente un drainage de surface, alors que la Haute-Ajoie est caractérisée par des écoulements karstiques. Mais il n'en a pas été toujours ainsi. Au cours du Pliocène et d'une grande partie du Pléistocène, un cours d'eau que nous avons appelé la "Bruntrutaine" façonnait la vallée aujourd'hui sèche qui court de Grandfontaine à Porrentruy. Les déviations successives de l'Allaine vers l'W ont finalement eu raison de cette rivière qui s'est enfoncée dans les calcaires. Le scénario qui retient notre préférence parle pour un assèchement récent de la Haute-Ajoie, même si la partie haute du réseau, c'est-à-dire les petites vallées affluentes qui débouchent dans la vallée principale depuis le plateau de Bure ou depuis les contreforts du Jura plissé, était déjà en bonne partie asséchée au Pliocène moyen.

La disparition de la "Bruntrutaine" a été provoquée par une chute du niveau de base, elle-même déclenchée par un soulèvement tectonique et accentuée par un phénomène de capture. Elle ne remonterait qu'à une centaine de milliers d'années. Ce scénario confère aux émissions karstiques épisodiques du Creugenat – déjà spectaculaires en elles-mêmes – une dimension "historique" supplémentaire: reflet du comportement ancien (subaérien et permanent) du système de drainage de la Haute-Ajoie, le Creugenat nous rappelle que c'est lui, ou plutôt son ancêtre la "Bruntrutaine", qui a amorcé puis presque totalement creusé la vallée que nous appelons aujourd'hui du nom de la rivière qui s'y est subrepticement glissée il y a 200 ou 300 milliers d'années: l'Allaine.

7 - REMPLISSAGE QUATERNAIRE DES VALLÉES SÈCHES

Les vallées sèches d'Ajoie situées en position géomorphologique basse présentent un fond plat qui trahit la présence d'un remplissage quaternaire d'une certaine importance. C'est le cas notamment de toute la vallée sèche de la Haute-Ajoie, entre Rocourt et Porrentruy, ainsi que des parties aval de ses nombreuses petites vallées sèches affluentes. Actuellement, aucun processus sédimentaire n'est à même d'expliquer ni la présence de ce remplissage ni le type d'érosion qui a conduit au façonnement des vallées sèches qui le contiennent. D'où le double intérêt que revêt son étude: reconstituer les conditions de dépôt qui prévalaient lors du colmatage de ces vallées aujourd'hui sèches et tenter d'en tirer des informations sur leur genèse.

Dans cette optique, deux propriétés fondamentales des différents remplissages rencontrés ont été examinées: leur nature et leur épaisseur. La nature d'un remplissage permet de déterminer les processus de sédimentation mis en jeu. L'épaisseur, complétée par la géométrie du contact rocher - sédiment meuble, donne quant à elle des informations sur l'intensité de ces processus. Un effort particulier a encore été fourni pour obtenir une troisième caractéristique importante des remplissages: leur âge, malheureusement plus difficile à cerner.

Différentes méthodes ont été mises en œuvre afin de tirer le maximum d'informations de ces remplissages quaternaires. Elles feront l'objet d'un chapitre particulier précédé par des informations sur le cadre chronostratigraphique du Quaternaire et sur la paléogéographie de l'Ajoie durant cette période.

7.1 CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DU QUATERNAIRE

Pour la plupart des géologues, le terme Quaternaire désigne davantage une réalité lithostratigraphique – des dépôts sédimentaires continentaux non consolidés: moraines, graviers, loess, etc. – qu'un intervalle de temps chronostratigraphique. Lorsque l'on cherche à savoir ce que recouvre officiellement ce terme, on s'aperçoit que le débat fait rage au sein de la communauté quaternariste ! Où faut-il définir la base du Quaternaire ? Et dans quel type de dépôts ? Dans des sédiments marins – à l'instar de toutes les autres limites stratigraphiques – et ce dans le S de l'Italie, ou plutôt dans des dépôts continentaux ? Sans prétendre pouvoir apporter de solution à ce problème – davantage formel que fondamental du reste – nous y apportons ci-dessous quelques précisions!

Le Quaternaire est traditionnellement considéré comme un intervalle de temps caractérisé par des oscillations climatiques extrêmes: glaciations et interglaciaires. Depuis 1985, sa base coïncide avec la limite Pliocène – Pléistocène, définie à la section de Vrica en Calabre, Italie (AGUIRRE & PASINI 1985) et datée aujourd'hui à 1.81 Ma sur la base du paléomagnétisme (GRADSTEIN et al. 2004). Cette limite, qui voit l'arrivée en Méditerranée d'un cortège de foraminifères, nannoplancton et ostracodes "froids", témoigne d'un changement climatique global. Elle n'est pas remise en cause.

Toutefois, depuis 1985, des signes de refroidissement ont été décelés dans des séries marines plus anciennes (isotopes de l'oxygène de sédiments marins profonds, associés avec l'arrivée de détritisme "lâché" par des icebergs en Atlantique du Nord). Ils corres-

pondent à la base du Gélasién défini en Sicile. Par ailleurs, en milieu continental, le changement de dynamique sédimentaire ne s'opère pas à la limite Plio-Pléistocène, mais près de 800'000 ans auparavant, (vers 2.6 Ma) et ce tant en Europe qu'en Chine ou encore en Nouvelle-Zélande. Pour plus de détails, on se reportera au vol. 40 de *Quaternary International* (1997) qui est entièrement consacré à cette problématique ainsi qu'à l'article de synthèse de PILLANS & NAISH (2004).

Il y a ainsi depuis une dizaine d'années des revendications insistantes et répétées émanant de la communauté quaternariste pour descendre la limite du Quaternaire à la base du Gélasién, soit vers 2.6 Ma (REMANE 1997). Pour l'instant, aucune décision n'a été formellement prise mais, signe avant-coureur, le Quaternaire ne figure déjà plus en tant que période sur la dernière version du tableau stratigraphique international (GRADSTEIN et al. 2004) ! Cette récente proposition de l'ICS (International Commission on Stratigraphy) de supprimer le Quaternaire a cependant été faite sans véritable consultation auprès de l'INQUA (International Union for Quaternary Research). Le débat se poursuit, mais il semble probable que le Quaternaire retrouve une position d'unité chronostratigraphique formellement définie sur l'échelle stratigraphique internationale. Sa limite inférieure sera certainement abaissée à 2.6 Ma. Quant à savoir s'il sera accepté comme sous-période – à l'instar du Mississipien et du Pennsylvanien dans le Carbonifère – ou s'il constituera une période au même titre que le Néogène – auquel cas il faudra aussi baisser la limite Plio-Pléistocène à la base du Gélasién –, là est toute la question !

La logique de l'élaboration de l'échelle stratigraphique consiste à définir des limites là où elles sont le mieux exprimées et qui possèdent le meilleur potentiel de corrélation possible. Le but final étant que tout le monde utilise la même échelle des temps géologiques, ce sont essentiellement des sédiments marins qui portent les limites stratigraphiques. Dans cette optique, se baser sur des sédiments continentaux – condamnés à disparaître dans un futur plus ou moins éloigné ! – pour établir la base du Quaternaire est un non-sens stratigraphique. Il faut là donner raison à la COMMISSION STRATIGRAPHIQUE ITALIENNE (2002): "les standards doivent être fixés là où le livre est le plus complet, soit dans des séries marines !" Mais il serait absurde de ne pas tenir compte des informations provenant des dépôts continentaux. Baisser la limite du Quaternaire à la base du Gélasién pose certes des problèmes de

classification puisque le Quaternaire devient une sous-période et que ce genre de "bricolage" n'est plus guère toléré par la Commission Stratigraphique Internationale ! Il faut cependant faire preuve de souplesse: le Quaternaire a en effet ceci de totalement différent par rapport aux autres subdivisions géologiques "fossiles" qu'il est "vivant" ! C'est le seul intervalle – Carbonifère exclu – pour lequel nous possédions des enregistrements marins et continentaux synchrones et dont nous connaissons par ailleurs précisément les mécanismes de dépôt puisqu'on peut les observer chaque jour ! C'est en grande partie à ce surplus d'informations que l'on doit tout le débat sur la définition du Quaternaire. Avant, tout est plus simple: seuls les sédiments marins témoignent !

Au vu de ce qui a été exposé, la proposition de PILLANS & NAISH (2004) d'étendre le Quaternaire jusqu'à la base du Gélasién (2.6 Ma) et d'en faire un sous-système du Néogène paraît la plus pertinente. Toutefois, en l'absence de décision formelle – laquelle ne devrait pas intervenir avant le congrès de l'INQUA à Cairns en 2007 – le Quaternaire sera défini dans ce travail tel qu'il l'était dans l'avant-dernière version du tableau stratigraphique international (REMANE 2000): en tant que dernière des trois périodes qui, avec le Paléogène et le Néogène, forment l'ère cénozoïque et dont la base se situe à la limite Plio-Pléistocène (Fig. 7.1). Les âges des limites sont quant à eux adaptés à partir de GRADSTEIN et al. (2004).

ERE	PÉRIODE	EPOQUE	ETAGE	AGE (Ma)
CÉNOZOÏQUE	QUATERNNAIRE	Holocène	supérieur	0.01
		Pléistocène	moyen	0.13
			inférieur	0.78
	NÉOGÈNE	Pliocène	Gélasién	1.8
			Piacenzien	2.6
			Zancléen	3.6
		Miocène	Messinien	5.3
				7.2

Fig. 7.1 Position du Quaternaire dans l'avant dernière version du tableau stratigraphique international (REMANE et al. 2000). Les âges absolus sont quant eux tirés de la dernière version de cette même échelle (GRADSTEIN et al. 2004), dans laquelle le Quaternaire a été supprimé.

7.1.1 Les derniers 150'000 ans

Depuis le début du Quaternaire, une vingtaine de cycles Glaciaire/Interglaciaire se sont déroulés. La durée d'un cycle peut être estimée approximativement à 100'000 ans. Les derniers 150'000 ans de l'histoire de la Terre correspondent donc à la fin de l'avant-dernière ainsi qu'à la dernière glaciation. Ces deux glaciations sont séparées par un Interglaciaire qui a duré de 130'000 à 115'000 ans environ avant aujourd'hui. L'Holocène, période dans laquelle nous vivons actuellement, correspond également à un Interglaciaire (Fig. 7.2). Du point de vue terminologique, on distingue les glaciations du domaine alpin (Riss et Würm pour les deux dernières, séparées par l'Interglaciaire Riss-Würm) de leurs équivalentes qui concernent le bord S de l'inlandsis scandinave (Saalien et Weichsélien, séparées par l'Eémien). Cette dernière terminologie est employée dans le N de l'Europe où dominent les dépôts loessiques. Le type de dépôts quaternaires rencontrés en Ajoie – essentiellement des loess – incite à utiliser également cette terminologie "nordique" bien que l'Ajoie soit située plus près de la calotte alpine que de l'inlandsis scandinave !

On distingue ainsi, durant le Weichsélien, le Glaciaire ancien (de 115 à 75 ka BP) encore relativement peu rigoureux, du Pléniglaciaire (de 75 à 19 ka cal. BP) nettement plus froid. Ce dernier se subdivise en Pléniglaciaire inférieur (de 75 à 60 ka BP), moyen (de 60 à 30 ka BP) et supérieur (de 30 à 19 ka cal. BP). Le maximum de la dernière glaciation, ou LGM pour Last Glacial Maximum, est atteint dans la seconde partie du Pléniglaciaire supérieur. A l'échelle mondiale, le LGM est situé entre 24 et 19 ka cal. BP. Sur le Plateau Suisse, il a été daté de 21 ka cal. BP, sur la base de datations de surfaces d'exposition de blocs erratiques du stade de Wangen (IVY-OGHS et al. 2004). Le Pléniglaciaire supérieur est suivi du Tardiglaciaire, période marquée par deux stades froids, le Dryas ancien et le Dryas récent, qui encadrent l'interstade tempéré Bølling/Allrød.

La chronologie du Tardiglaciaire et du Postglaciaire – correspondant à l'Holocène – est essentiellement basée sur les biozones polliniques et calée sur des datations ^{14}C . Il est dès lors important de toujours préciser si les âges mentionnés correspondent à des âges ^{14}C bruts ou à des âges calibrés en années calendaires (cal. BC/AD ou cal. BP). La figure 7.3 donne le cadre chronostratigraphique utilisé dans ce travail, le découpage des périodes archéologiques ainsi que la correspondance entre les échelles calendaires et ^{14}C .

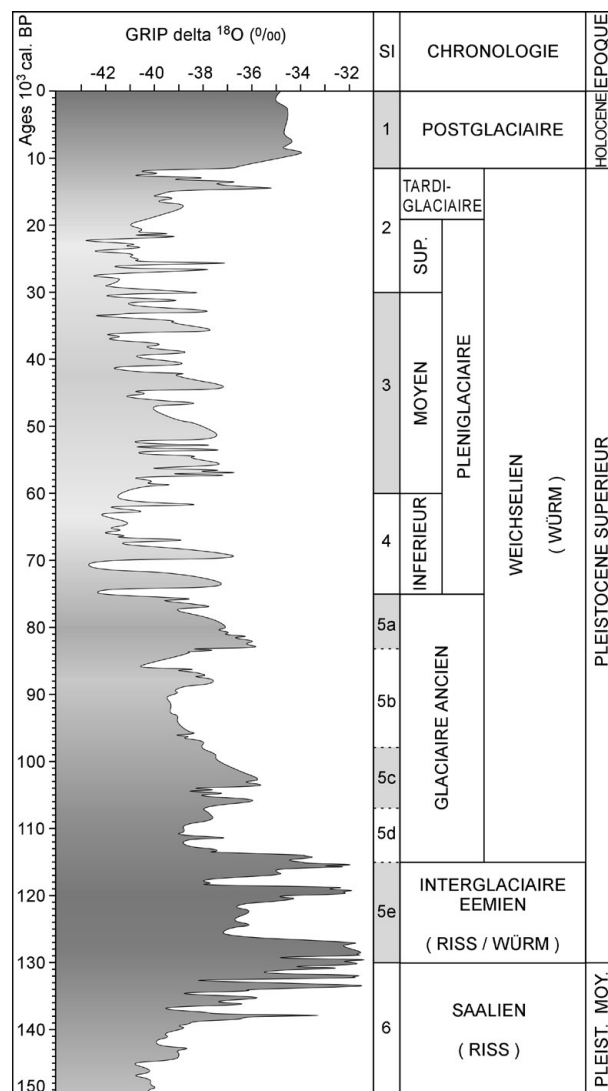


Fig. 7.2 Cadre chronostratigraphique du Pléistocène supérieur. La courbe isotopique provient de la carotte GRIP (Greenland Ice Core Project, JOHNSON et al. 1997). SI: stades isotopiques marins. Les âges sont données en milliers d'années calendaires avant aujourd'hui. Saalien et Weichsélien se rapportent aux glaciations de l'inlandsis scandinave et ont comme équivalents alpins Riss et Würm; l'Eémien correspond à l'interglaciaire Riss-Würm.

7.2 CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE

Durant le Quaternaire, l'Ajoie est toujours restée à l'abri des différents appareils glaciaires en provenance des Alpes, du Jura plissé (Haute Chaîne), des Vosges ou encore de la Forêt-Noire.

Lors du maximum de la dernière glaciation würmienne (LGM), le front glaciaire alpin s'arrêtait aux

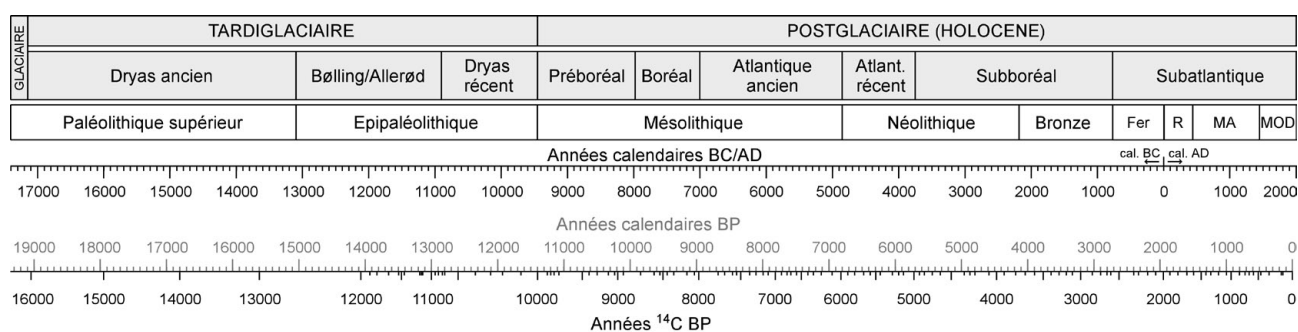


Fig. 7.3 Cadre chronostratigraphique et périodes archéologiques du Tardiglaciaire et du Postglaciaire (R: période romaine; MA: Moyen-Age; MOD: période moderne). La base du Tardiglaciaire a été placée à 16'000 ^{14}C BP et la base du Postglaciaire à 10'000 ^{14}C BP. Correspondances entre les échelles en années calendaires avant / après J.-C. (cal. BC / cal. AD), en années calendaires avant aujourd'hui (cal. PB) et en années radiocarbones avant aujourd'hui (^{14}C BP) (aujourd'hui = 1950 cal. AD). On passe des datations radiocarbones ^{14}C aux années calendaires par calibration. La courbe de calibration utilisée dans ce travail est celle de Stuiver et al. 1998 (IntCal98, voir Fig. 7.11).

premiers plis internes de la chaîne jurassienne, au N de Bienne et Neuchâtel (Fig. 7.4). Pendant la glaciation dite maximale, bien plus importante que l'avant-dernière (Riss) et située vers 800'000 ans par SCHLÜCHTER & KELLY (2000), le glacier alpin a certes pénétré un peu plus en avant jusque dans les Franches Montagnes, mais sans atteindre l'Ajoie.

En ce qui concerne le Jura, un glacier de calotte recouvrait bel et bien une partie de la Haute Chaîne au LGM (CAMPY 1992), depuis La Cluse des Hôpitaux (à l'W d'Annecy) au SW, limite avec le glacier du Rhône, jusque vers La Chaux-de-Fonds au NE, mais il ne s'étendait pas au-delà vers l'Ajoie.

Quant aux appareils glaciaires des Vosges et de la Forêt-Noire, il semble qu'ils ne se soient jamais déployés très loin des reliefs dont ils provenaient.

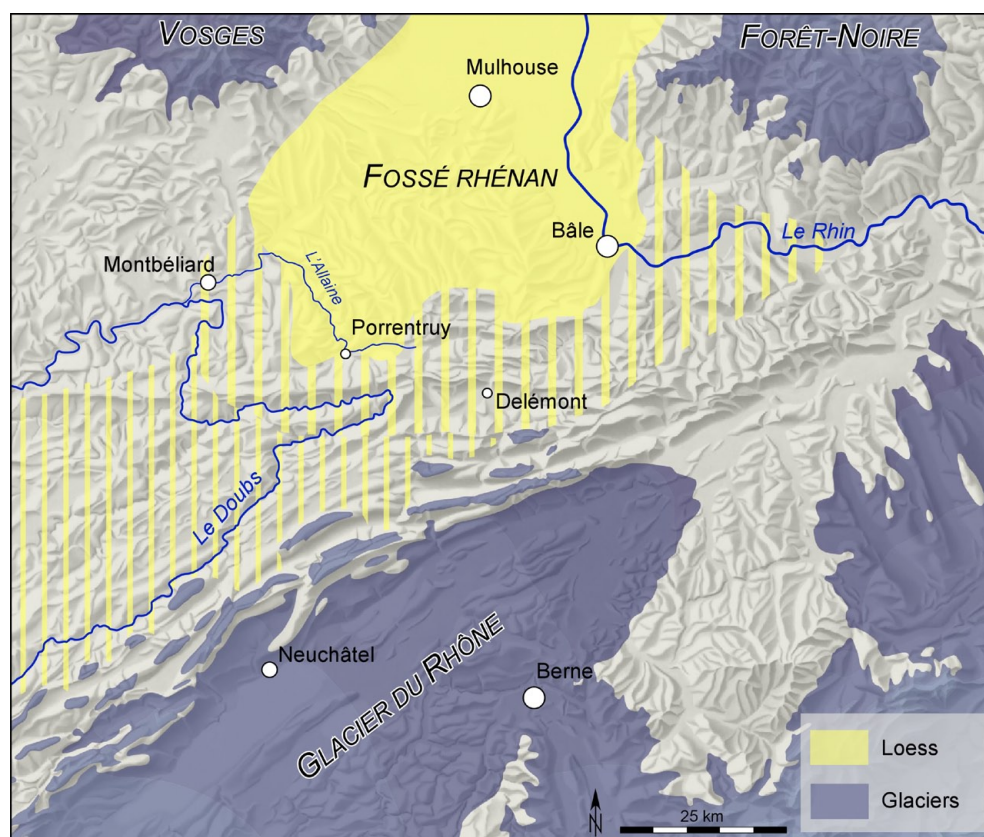
Restent les éventuels glaciers locaux d'Ajoie, dont nous avons cependant vu qu'ils étaient limités à de petites accumulations de cirque qui ne bénéficiaient pas d'une alimentation neigeuse suffisante pour former une véritable langue glaciaire (Chap. 2.4.10).

C'est donc sous des conditions périglaciaires qu'a évolué le plateau d'Ajoie durant les phases froides du Quaternaire, comme révélé notamment par la séquence loessique weichsélienne d'Alle, Noir Bois (AUBRY et al. 2000). Le loess, sédiment éolien résultant de l'accumulation de grains détritiques fins de la classe des silts, est caractéristique des environnements de dépôts périglaciaires sous climat froid et sec. La mobilisation du matériel fin se fait par déflation à partir des plaines d'épandage à la périphérie des glaciers, des réseaux

fluviaux actifs ou encore des moraines non recouvertes de végétation. Le piégeage des particules nécessite quant à lui la présence d'une végétation clairsemée, de type steppique ou de toundra froide et sèche, dominée par des pelouses de graminées avec quelques buissons rampants. Les taux de sédimentation des loess du Fossé rhénan sont de l'ordre de 1 à 2 mm/an (ANTOINE et al. 2001, 2002). A Nussloch (vallée du Rhin, S d'Heidelberg) un taux moyen de 1.3 mm/an a été calculé pour la phase de sédimentation du Pléniglaciaire supérieur (LANG et al. 2003).

La carte de la figure 7.4 montre que l'Ajoie se situe à la terminaison méridionale des dépôts loessiques de la plaine alsacienne, où les loess weichséliens peuvent atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur (18m à Nussloch, ANTOINE et al. 2001). En direction du S, l'épaisseur des loess du Pléistocène supérieur diminue. Sur les 17,5 m de la séquence d'Allschwil, à l'W de Bâle, seuls les trois derniers sont attribués au Weichsélien (ZOLLINGER 1991). Et, en Ajoie, la puissance de ces formations est encore plus modeste: hormis les situations de comblement de dolines, l'épaisseur des loess n'y dépasse généralement pas un mètre, comme par exemple sur le plateau de Bure, à l'ouest de Boncourt. Bien qu'encore plus réduite, la sédimentation loessique a également atteint le Jura plissé. Une couche de 50 cm de loess, datée du Pléniglaciaire supérieur weichsélien, a par exemple été identifiée dans le bassin synclinal de Delémont (BRAILLARD & GUÉLAT 2002). Elle y coiffe les alluvions d'une terrasse fluviale perchée. Plus au S, dans le Jura vaudois et neuchâtelois, POCHON (1973, 1978) a montré l'importance des apports allochtones éoliens dans la formation des sols.

Fig. 7.4 Extension des glaces durant le LGM (Last Glacial Maximum), il y a environ 21'000 ans. L'Ajoie, située en contexte périglaciaire, est alors recouverte de loess. Particulièrement développée, dans la plaine alsacienne, la sédimentation loessique touche également le Jura plissé. Remarque: la terminaison du glacier de calotte jurassien, à l'W de Neuchâtel, n'est pas représentée. (Limites des glaces et relief tirés de l'Atlas de la Suisse version 2.0, 2005).



7.3 MÉTHODES

7.3.1 Stratigraphie

Sous climat tempéré, en contexte de plaine ou d'avant pays, la connaissance des dépôts meubles quaternaires est généralement liée à des travaux de génie civil (routes et bâtiments) ou à des exploitations de matières premières (argiles, sables et graviers). C'est particulièrement le cas en Ajoie, où on ne rencontre aucun affleurement naturel de quaternaire. Ainsi, la prospection systématique du sous-sol par la Section d'archéologie du canton du Jura représente, pour les géologues, une occasion unique de documenter la stratigraphie des dépôts superficiels d'Ajoie sous le tracé de la Transjurane.

7.3.1.1 Sondages mécaniques

En Suisse, depuis une trentaine d'années, la première phase de prospection archéologique des projets autoroutiers consiste généralement en des campagnes de sondages mécaniques. Cette méthode permet

d'avoir rapidement un aperçu des vestiges archéologiques enfouis, d'en estimer l'étendue et la densité, mais également d'identifier la stratigraphie des dépôts. Ce dernier aspect a été particulièrement pris en compte lors des campagnes de sondages sous la Transjurane, menées dès 1986 selon une approche pluridisciplinaire (SCHIFFERDECKER 1994). En ce qui concerne la stratigraphie, les différentes couches traversées de chaque sondage ont été systématiquement documentées et décrites (épaisseur, texture, couleur) sur des fiches prévues à cet effet. Pour se faire une idée de la quantité d'informations disponibles, précisons simplement qu'entre 1986 et 2003, 7'526 sondages (dont 5'097 en Ajoie) ont été creusés dans la zone d'emprise de la Transjurane, que ce soit sous le tracé lui-même ou sous les zones touchées telles que bretelles d'accès, aires de décharges de matériaux, pistes de chantiers ou encore bassins de rétention. Seule une partie de ces données a pu être présentée dans les rapports annuels "Archéologie et Transjurane", mais la totalité de la documentation établie (fiches de sondages, relevés stratigraphiques, photographies, plans de situation) est déposée dans les archives de la Section d'archéologie et paléontologie de l'Office de la culture, à Porrentruy, où elle peut être consultée.

Techniquement, les sondages sont creusés à l'aide d'une pelle mécanique et répartis en damier à une distance de 20 m les uns des autres (Fig. 7.5 et 7.6). D'une longueur de 6 m pour 1,6 m de largeur, ils peuvent atteindre la profondeur maximale de 5 m (Fig. 7.7). Dans le cadre de l'étude des vallées sèches, de nombreux sondages ont été approfondis si possible jusqu'au substrat rocheux; ils ont fait l'objet d'un relevé stratigraphique plus spécifique, parfois accompagné d'échantillons de sédiments.



Fig. 7.5 Vue aérienne du 20.06.1998 montrant les traces des sondages de prospection archéologique à Porrentruy, L'Etang (571'500 / 251'200), situés en marge du déversoir occasionnel du Creugenat, à l'emplacement de l'actuel bassin de rétention (Orthophoto réalisée par la République et Canton du Jura, édition 1998).



Fig. 7.6 Sondages de prospection à Chevenez, Combe Ronde, en novembre 2002.



Fig. 7.7 Sondage profond étayé à Chevenez, Combe Ronde (S2 2696, novembre 2002). Les pierres qui apparaissent en fond de fouille, dans le coin du sondage, correspondent à un foyer d'âge protohistorique, situé à 4 m de profondeur.

7.3.1.2 Coupes stratigraphiques de référence

Une fois identifiés par l'équipe des sondages, les sites archéologiques font l'objet d'une fouille fine. A cette occasion, des coupes stratigraphiques de référence sont rectifiées le long des secteurs de fouilles ou dans des tranchées creusées spécialement à cet effet (Fig. 7.8). Les différentes couches sont individualisées, dessinées et décrites (texture, couleur, structure, variation latérale, artefacts, type de limites). Dans la mesure du possible, cette description est suivie d'une première interprétation de terrain. Les archéologues sont habitués à travailler à l'échelle 1:10 ou 1:20 lorsqu'ils font des relevés de plan ou de coupe. Toutefois, dans le cas des grandes coupes de référence, le relevé sur le terrain a été le plus souvent fait au 1:50^{ème}, échelle qui contraint à un premier effort de synthèse sur le terrain déjà lors du report des limites de couches, ce qui facilite grandement le montage final des différents tronçons de coupes lorsqu'il faut les "coller" bout à bout. En outre, cette échelle permet d'individualiser une couche de 5 cm d'épaisseur, précision large-

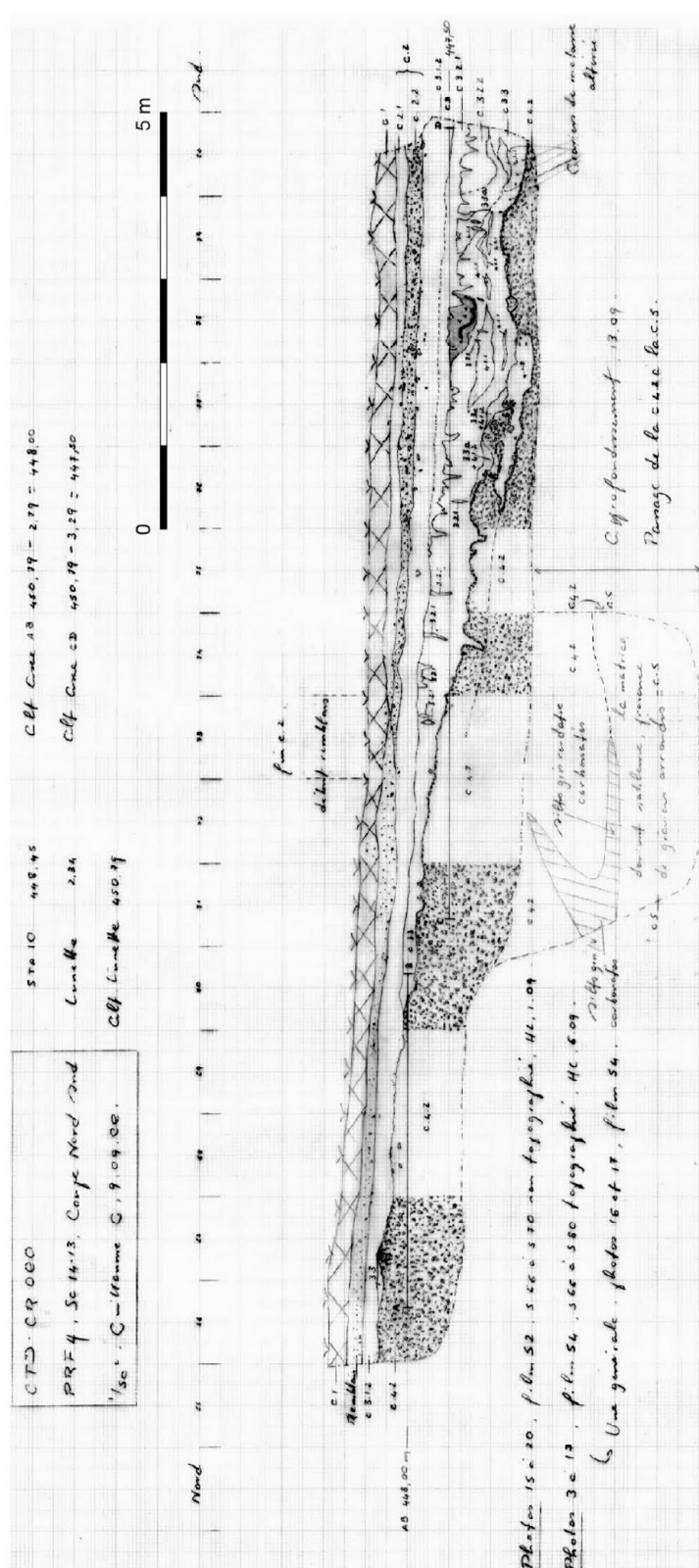
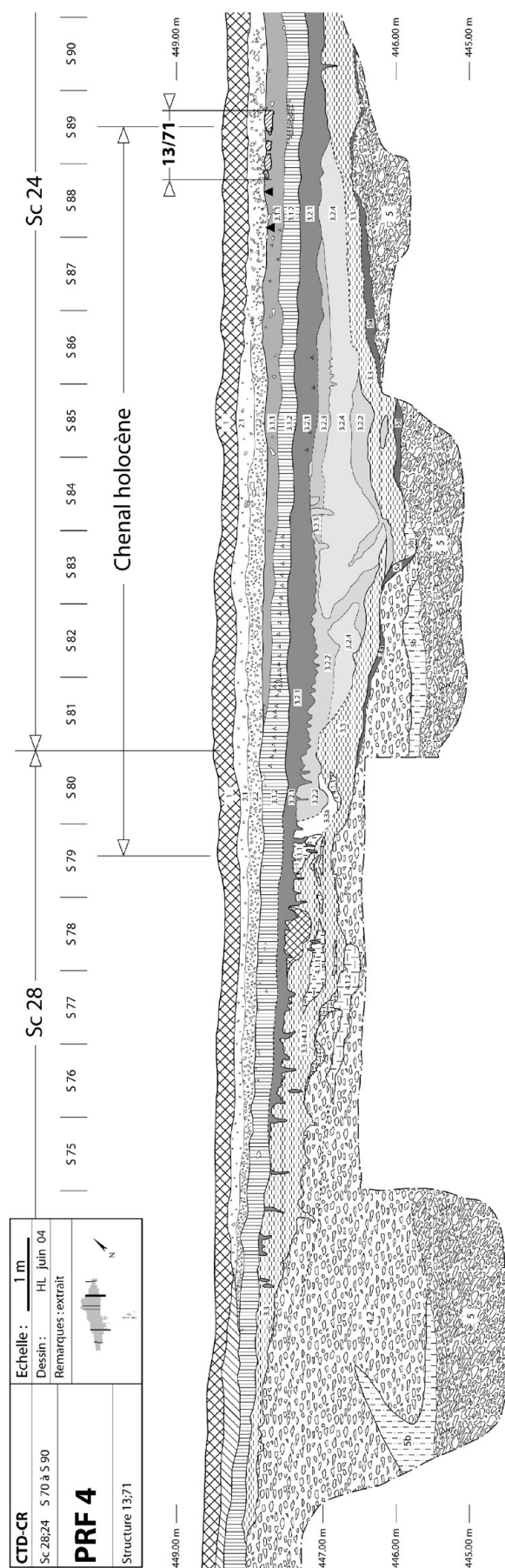


Fig. 7.8 Exemple de relevé de terrain au 1:50ème d'un tronçon de coupe de référence (site de Courtedoux, Creugenat, PRF 4, mètres 66-80) et résultat après mise au propre (extrait du PRF4, mètres S70 à S90).

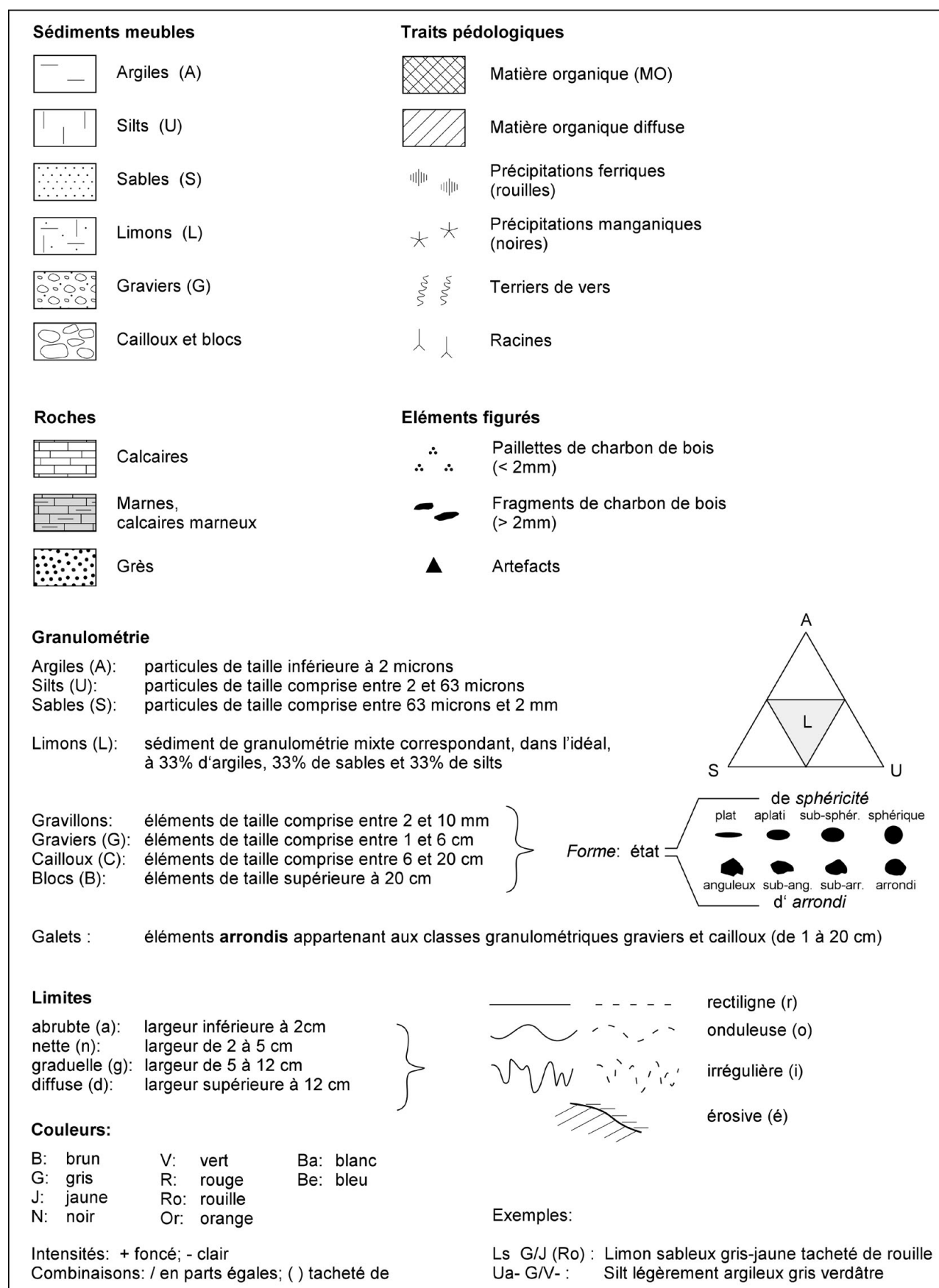


Fig. 7.9 Légendes, codes et définitions.

ment suffisante dans le cadre des dépôts superficiels d'Ajoie où les couches rencontrées sont généralement supérieures à 10 cm. Comme pour les sondages, de nombreux approfondissements ont été creusés dans les couches profondes, considérées comme "stériles" du point de vue strictement archéologique, mais riches d'informations paléoenvironnementales.

7.3.1.3 Légende, codes et définitions

La légende ainsi que les codes et définitions utilisés pour décrire les sédiments sont ceux utilisés à la Section d'archéologie du canton du Jura (Fig. 7.9).

7.3.2 Granulométrie et géochimie

Les échantillons de sédiments prélevés en vrac ont fait l'objet d'analyses granulométriques et géochimiques réalisées au Laboratoire de Géoarchéologie de l'Institut de Préhistoire de l'Université de Bâle (IPNA), par Philippe Rentzel et Beatrix Ritter.

Après séchage à l'air et pesage, la fraction grossière du sédiment ($> 63 \mu\text{m}$) a été analysée par tamisage à l'eau à travers une colonne vibrante de tamis comprenant des mailles de 0.063, 0.125, 0.250, 0.500, 1, 2 mm pour la fraction des sables, et de 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60 mm pour la fraction des graviers. Pour les sédiments particulièrement grossiers, une partie du "tamisage" des cailloux (éléments compris entre 60 et 200 mm) a été réalisée directement sur le terrain à l'aide de calibres et d'une balance. Le pourcentage des blocs (éléments supérieurs à 200 mm) a, quant à lui, été estimé sur le terrain.

L'analyse de la fraction fine ($< 63 \mu\text{m}$) a été réalisée grâce à un appareil qui utilise un rayon laser (Malvern Mastersizer MS20). Malgré ses nombreux avantages (rapidité et précision des mesures, reproductibilité des résultats), ce procédé a tendance à sous-évaluer la teneur en argiles par rapport au procédé classique de sédimentométrie (pipette, aréomètre) (BEUSELINK et al. 1998; BIANCHI et al. 1999; McCAYE 1986). Différents tests comparatifs entre ces deux méthodes, réalisés avec F. Dapples (Université de Fribourg) sur quatre échantillons différents, ont effectivement mis en évidence le fait qu'en utilisant le système Malvern, il est nécessaire de "déplacer" la limite argiles-silts (fixée par convention à $2 \mu\text{m}$) de façon à corriger cette erreur méthodologique. Pour des sédiments ayant des taux d'argiles (déterminés par le système Malvern Mastersizer) inférieurs à 20%, les corrections à apporter se situent entre

3 et $6 \mu\text{m}$ (plus le pourcentage d'argiles est élevé, plus le décalage entre les teneurs théoriques et effectives est grand). Ainsi, pour connaître la teneur effective en argiles, faut-il lire le pourcentage correspondant à la fraction inférieure à 3, 4, 5 voire $6 \mu\text{m}$, et non pas $2 \mu\text{m}$. Étant donné les teneurs relativement faibles en argiles de la plupart des sédiments de l'Ajoie, nous avons placé cette correction à $4 \mu\text{m}$.

L'application "Seditool", développée sur le logiciel Excel en collaboration avec mes collègues de la Section d'archéologie Michel Guélat et Claude Girardin, s'est avérée très pratique pour le traitement des données granulométriques. Elle comprend une feuille de calcul qui, à partir des données brutes, trace automatiquement les courbes cumulatives et de fréquence, recherche les quartiles et la médiane et calcule les paramètres granulométriques. Dans une deuxième étape, ces données sont aisément extractibles et représentables sous forme de diagrammes So/Md ou Sk/Md. Les formules utilisées sont celles de Trask, classiquement appliquées en géoarchéologie depuis de nombreuses années:

So (Sorting index – indice de classement): $(Q_3/Q_1)^{1/2}$

Sk (Skewness – coefficient d'asymétrie): $Q_3 \times Q_1 / \text{Md}^2$

Q_1 = diamètre à 25%

Q_3 = diamètre à 75%

Md (médiane) = diamètre à 50%

Les limites que nous avons choisies concernant le tri des sédiments sont les suivantes:

$\text{So} < 2.5$: sédiment très bien classé

$2.5 < \text{So} < 3.5$: sédiment bien classé

$3.5 < \text{So} < 4.5$: sédiment normalement classé

$\text{So} > 4.5$: sédiment mal classé

Le coefficient d'asymétrie renseigne sur la distribution des grains:

Sk = 1: symétrie parfaite

Sk > 1: meilleur classement des éléments fins

Sk < 1: meilleur classement des éléments grossiers

Cinq paramètres géochimiques ont été systématiquement mesurés sur la fraction fine ($< 0.5 \text{ mm}$) des sédiments prélevés pour l'analyse granulométrique. Le taux de carbonates a été obtenu à l'aide d'un calcimètre de Müller et celui de la matière organique par combustion au four à $1'000^\circ\text{C}$ (avec correction du carbone provenant des carbonates). Les taux de phosphates et d'humus, obtenus par colorimétrie, sont à considérer comme des valeurs semi-quantitatives (exprimées en

unités colorimétriques ou u.c.). Quant au pH, il a été mesuré au pH-mètre sur une solution de chlorure de potassium (pH KCl).

7.3.3 Morphoscopie

La morphoscopie est l'examen de la forme des grains. Le plus souvent appliquée à l'étude des grains de sables, nous l'avons utilisée ici sur les fractions des graviers et cailloux des dépôts alluviaux et des dépôts de pente, sur la base du tableau de la figure 7.10.

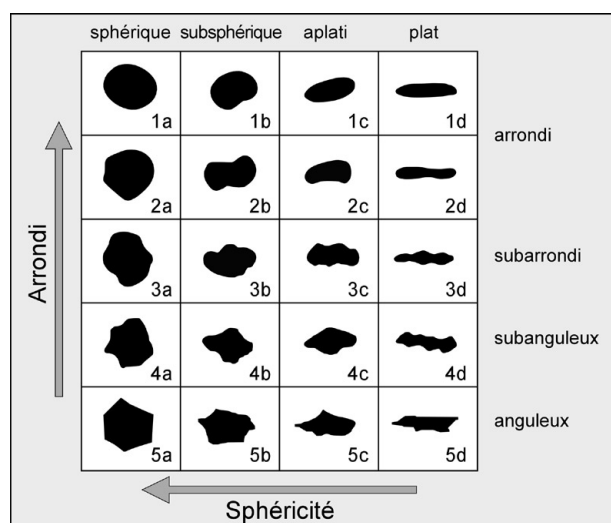


Fig. 7.10 Classes d'arrondi (1-5) et de sphéricité (a-d) des éléments (modifié de BULLOCK et al. 1985).

7.3.4 Micromorphologie

La micromorphologie, au sens large, est l'étude des sédiments meubles sous lame mince. Son but est d'en déterminer les différents constituants ainsi que d'établir leur relation mutuelle dans l'espace et dans le temps. Des blocs de sédiments non perturbés sont tout d'abord prélevés dans les coupes stratigraphiques. Pour pouvoir les étudier au microscope polarisant, ces sédiments sont ensuite imprégnés par une résine synthétique transparente, puis sciés et montés en lames minces. L'observation au microscope permet d'obtenir des renseignements sur la microstructure du sédiment, sur les caractéristiques des minéraux et des autres constituants. Ces informations permettent d'appréhender les processus de mise en place du sédiment d'une part et de déceler les processus qui se rapportent à leur évolution post-dépôt d'autre part.

Cette technique a été développée dans les années 1930 par le pédologue autrichien W.-L. Kubiëna, considéré comme le père fondateur de la micropédologie (KUBIËNA 1938). C'est pourquoi le terme micromorphologie est souvent utilisé comme synonyme de micropédologie ou micromorphologie des sols (STOOPS 2003). Dans cette acceptation restreinte à l'étude des sols, la micromorphologie est ainsi l'équivalent en pédologie de la pétrographie sédimentaire en sédimentologie, la première traitant de la dynamique des organisations pédologiques, la seconde de la dynamique des organisations sédimentaires (COURTY & FEDOROFF 2002). Dans le cadre de ce travail, les processus de mise en place du sédiment sont tout aussi importants à mettre en évidence que ceux de leur évolution postérieure, d'où l'acceptation plus large que nous proposons de la micromorphologie.

Concrètement, sur le terrain, les échantillons ont été prélevés soit par enfoncement de boîtes rigides de type Kubiëna (8 x 11 cm) dans la coupe stratigraphique, soit en dégageant un bloc de la stratigraphie au moyen d'une truelle et en l'emballant ensuite pour éviter toute perturbation lors du transport, soit encore en utilisant des bandes plâtrées dans le cas de sédiments particulièrement peu cohérents. Après séchage à l'air ambiant, les blocs ont été imprégnés par une résine epoxy qui leur confère la résistance suffisante pour la suite des opérations. Deux tranches d'environ 1 cm d'épaisseur ont été découpées au moyen d'une scie à diamant. L'une est conservée entière pour la vision microstratigraphique d'ensemble, alors que l'autre sert à la confection de talons de 4,5 x 4,5 cm. Toutes ces opérations ont été menées au Laboratoire de Préhistoire de l'Université de Bâle. Les talons ont ensuite été envoyés à Thomas Beckmann (Braunschweig, D) qui a réalisé les lames minces (30 microns d'épaisseur), que nous avons finalement observées sous un microscope binoculaire polarisant Leica DMLP.

7.3.5 Géophysique (RMT)

Le RMT (radio magnetotellurics) est une méthode électromagnétique développée au centre d'hydrogéologie de l'université de Neuchâtel (CHYN) par le Professeur I. Müller. Elle se différencie des systèmes VLF (Very Low Frequency, < 30 KHz) par l'emploi de fréquences légèrement plus élevées (12-240 KHz). Ces fréquences proviennent de différents émetteurs de radioguidage militaires, de téléx ou d'autres moyens de télécommunication situés à très grande distance de la zone d'étude (THIERRIN & MÜLLER 1988).

L'appareillage est facile à transporter. Il comprend deux électrodes espacées de cinq mètres (fichées dans le sol suivant une ligne virtuelle parallèle à la direction de propagation du signal utilisé et permettant la mesure du champ électrique induit), une bobine (antenne, dont l'axe est horizontal et la direction perpendiculaire à celle de la propagation du signal, permettant la mesure de l'intensité du champ magnétique) et un boîtier-récepteur (avec casque d'écoute permettant le traitement du signal).

Le RMT permet de mesurer les résistivités apparentes du sous-sol en Ohm.m. Sa principale caractéristique est de pouvoir procéder à un sondage vertical de ces résistivités en chaque point défini du profil. Pour ce faire, il suffit d'utiliser une gamme de fréquences décroissantes. En effet, plus la fréquence est basse, plus la profondeur d'investigation est grande. Les mesures RMT sur le terrain renseignent également sur l'organisation successive des lithologies conductrices ou résistantes, à la verticale du sondage (structure du sous-sol). Dans ce but, l'appareil mesure le déphasage (phase) entre les champs électrique et magnétique. Dans un terrain homogène, la valeur de ce déphasage sera de 45° . En revanche, elle sera inférieure à 45° si un terrain conducteur est superposé à un terrain résistant et supérieure à 45° si un terrain résistant est superposé à un terrain conducteur.

Les valeurs de résistivité apparentes et de phase obtenues pour chaque fréquence peuvent, dans une dernière étape, être traitées par des méthodes d'inversion 1D, ce qui permet d'obtenir une image modélisée de la stratigraphie du sous-sol. Le traitement des données a été réalisé par F. Bossy (CHYN, Université de Neuchâtel) grâce au programme d'inversion FITVLF2 conçu notamment par P. Törberg. Après le calcul des résistivités vraies, le programme compare ces valeurs avec celles qui ont été mesurées sur le terrain. Les valeurs calculées sont valides si l'écart type ne dépasse pas 0.8. Enfin, le programme propose pour chaque sondage un modèle à 4 couches (au maximum) et donne pour chacune d'entre elles son épaisseur et sa résistivité vraie.

7.3.6 Datations

Les datations absolues réalisées ou exploitées dans le cadre de ce travail sont soit des âges radiocarbones (^{14}C), soit des âges obtenus par luminescence stimulée optiquement (OSL: Optically Stimulated Luminescence).

7.3.6.1 Radiocarbone

Il existe trois isotopes du carbone: le ^{12}C et le ^{13}C qui sont des isotopes stables, alors que le ^{14}C , ou radiocarbore, est un isotope radiogénique. Le ^{14}C , qui est en proportion de seulement $10^{-120}\%$ contre 99% de ^{12}C et 1% de ^{13}C , est produit dans la haute atmosphère. C'est par bombardement de rayons cosmiques, composés notamment de neutrons, sur des atomes d'azote (^{14}N) que sont produits les isotopes radiogéniques ^{14}C selon la réaction: $^{14}\text{N} + n \Rightarrow ^{14}\text{C} + p$.

Par désintégration radioactive, le ^{14}C se transforme à nouveau en ^{14}N , accompagné de l'émission d'une particule *beta*: $^{14}\text{C} \Rightarrow ^{14}\text{N} + b$. La période de demi-vie du ^{14}C fut établie pour la première fois par LIBBY et al. (1949) à 5568 ± 30 , et par la suite corrigée à 5730 ± 30 .

Il est généralement admis que le nouvel atome de ^{14}C formé dans la haute atmosphère s'oxyde rapidement en gaz carbonique grâce à l'importante densité d'ozone (O_3) présente. Le $^{14}\text{CO}_2$ ainsi formé descend et vient se mêler rapidement au CO_2 de l'air des couches les plus basses de l'atmosphère d'où provient plus ou moins directement le carbone de toutes les matières carbonées minérales ou organiques. En effet, à la surface des océans, la plus grande partie du carbone présent dans l'air s'échange avec celui dissous dans les eaux marines et entre dans la constitution des organismes marins tandis que l'autre partie, par la photosynthèse, constitue plus ou moins directement les cellules de tous les organismes terrestres grâce aux processus de la chaîne alimentaire. Ainsi, intimement mêlé aux deux autres isotopes du carbone (le ^{12}C et le ^{13}C), le ^{14}C entre dans la composition de toutes les matières carbonées vivantes et de tous les précipités de carbonate de calcium (EVIN 2002).

Tout organisme terrestre contient donc une teneur en ^{14}C constante qui se trouve en équilibre avec la teneur en ^{14}C atmosphérique. A la mort de l'organisme, les échanges avec l'extérieur cessent et l'organisme se retrouve dans un système fermé, dans lequel la désintégration radioactive du ^{14}C ne peut plus être compensée par des apports de nouveaux atomes. Le processus de désintégration engendre dès lors une diminution croissante de la teneur en ^{14}C de l'organisme. La demi-vie du radiocarbore étant connue, il devient donc possible de déterminer l'âge de l'échantillon, soit de la fermeture du système, par comptage des ^{14}C restants au moment de l'analyse. La limite de la datation se situe actuellement vers 50'000 ans grâce à la méthode de comptage AMS (spectrométrie de masse par accélération, développée

dans les années 1980) qui permet de traiter des échantillons dont la teneur en ^{14}C est très faible.

Calibration

Les âges obtenus par datation au radiocarbone sont par convention exprimés en années BP ("before present"), le présent étant fixé à l'année 1950 AD (avant les tirs des premières bombes H dans l'atmosphère). Toutefois, la production de ^{14}C dans la haute atmosphère n'est pas constante. Elle a passablement varié au cours des 50 derniers millénaires selon le flux de rayons cosmiques pénétrant l'atmosphère, flux qui est lui-même dépendant de l'activité solaire et du champ magnétique terrestre (DAMON & LINICK 1986, STUIVER et al. 1991). La production de ^{14}C dans l'atmosphère augmente lorsque l'activité solaire diminue, associée à une diminution des taches solaires. A l'inverse, le taux de ^{14}C atmosphérique décroît lorsque le flux de rayons cosmiques est affaibli par une activité solaire importante (MAGNY 1993, STUIVER et al. 1991).

Ces variations temporelles de concentration atmosphérique en ^{14}C impliquent des mesures de correction des âges ^{14}C . En effet, les âges radiocarbone ne peuvent être considérés comme des âges réels et doivent être calibrés pour être transcrits en années calendaires. Les courbes de calibration (Fig. 7.11) permettent de transcrire la mesure physique d'activité ^{14}C (nombre de désintégrations par unité de temps et par gramme de carbone) exprimée en âge ^{14}C conventionnel en années avant le présent ou en années avant/après Jésus-Christ (date calendaire). Il faut toutefois encore tempérer ce résultat, car toute mesure physique est accompagnée d'une incertitude qui doit être prise en compte lorsqu'on procède à la calibration. Ainsi obtient-on un intervalle de dates calendaires plus ou moins étendu suivant la précision de la mesure et la séquence de la calibration considérée.

Pour certaines périodes, l'activité ^{14}C mesurée des cernes d'arbres fossiles (utilisés pour établir la courbe de calibration) reste constante, donnant ce que l'on appelle des "âges plateau". L'un des plus connus concerne le premier Age du Fer (période Hallstatt) situé vers 2'500 ans ^{14}C BP. Un autre également bien marqué correspond à la période froide du Dryas récent, durant laquelle la production de ^{14}C était accentuée. Pour ces âges plateau, on obtient donc un large intervalle de dates calendaires.

Tous les âges calendaires mentionnés dans ce travail ont été calibrés à partir de la courbe IntCal98 (STUIVER

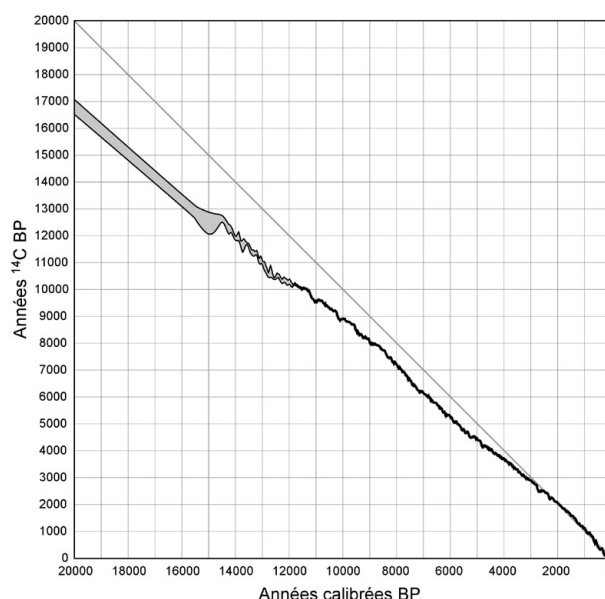


Fig. 7.11 Courbe de calibration des âges ^{14}C (IntCal98, modifiée de STUIVER et al. 1998). A partir de 3000 BP, les âges ^{14}C sont "trop jeunes" en raison d'une production non constante de ^{14}C dans la haute atmosphère. L'écart entre le résultat radiocarbone et sa calibration atteint environ 2000 ans à la limite Holocène-Pléistocène.

et al. 1998) avec un intervalle de confiance de 2 sigma correspondant à une probabilité de 95.4%. Le logiciel utilisé est OxCal (v.3.8) développé par BRONK RAMSEY (1995). Les datations réalisées spécifiquement dans le cadre de ce travail proviennent de mesures AMS du laboratoire de l'Université d'Uppsala en Suède, sauf si spécifié autrement.

7.3.6.2 Luminescence (OSL)

La luminescence par stimulation optique (OSL, Optically Stimulated Luminescence) est une nouvelle approche alternative pour résoudre des problèmes de datation de sédiments azoïques, dépourvus de bois ou charbons de bois ou encore plus anciens que 50'000 ans, limite de la méthode radiocarbone. Sa fourchette temporelle d'application va de quelques dizaines d'années à environ 400'000 ans. Elle complète par conséquent merveilleusement bien la datation radiocarbone, tant pour des événements récents (< 200 ans) qu'anciens (> 50'000 ans). Contrairement à la thermoluminescence (TL) qui permet de dater la cuisson d'une céramique ou la dernière chauffe de pierres d'un foyer par exemple, la luminescence stimulée optiquement permet de dater le dépôt de sédiments, pour autant qu'ils contiennent des grains de quartz ou de feldspaths et que ceux-ci aient été exposés à la lumière durant leur transport.

Cette méthode est utilisée depuis quelques années avec succès pour dater les loess. On mentionnera par exemple la séquence loessique de Nussloch où une série de 14 datations OSL et 13 datations ^{14}C (AMS, sur macrorestes ou humine extraite du sédiment), réparties sur les dix mètres supérieurs de la stratigraphie (correspondant au Pléniglaciaire supérieur weich-sélien), ont livré des résultats parfaitement cohérents (LANG et al. 2003).

La datation par luminescence est basée sur le principe que les minéraux et les roches sont continuellement soumis aux rayonnements émis par les radionucléides qu'ils contiennent à l'état de traces et que leur émission de TL est globalement proportionnelle à la dose d'irradiation reçue (VALLADAS & MERCIER 2002). Cette radioactivité naturelle (à laquelle il faut ajouter celle provenant du sédiment environnant ainsi que les radiations cosmiques selon la profondeur d'enfouissement) produit des charges qui sont en partie stockées sur les imperfections des réseaux cristallins. La libération d'électrons localisés en de tels endroits engendre l'émission de photons, principe de base de la luminescence. L'intensité de la luminescence est proportionnelle au nombre de charges stockées et donc à l'âge de l'échantillon.

Dans le cas de la datation par thermoluminescence d'une céramique, la mise à zéro du système est réalisée par la cuisson à haute température dans le four du potier. Durant cet épisode, le signal naturel de TL des minéraux est effacé et un nouveau signal de TL commence à s'accumuler dans les mêmes minéraux sous l'effet de l'irradiation naturelle. Lors de l'analyse au laboratoire, la stimulation des électrons piégés se fait par apport de chaleur, d'où le terme de thermoluminescence.

Dans le cas de la datation d'un sédiment par OSL, la mise à zéro est réalisée lors de l'exposition des grains minéraux à la lumière visible. La stimulation optique au laboratoire permet ensuite de libérer uniquement les électrons des pièges photosensibles, c'est-à-dire ceux qui ont été vidés lors de l'exposition du minéral à la lumière du jour (blanchiment). L'âge OSL correspond au temps écoulé depuis le dernier blanchiment, donc au moment de la sédimentation. On trouvera une description détaillée de la méthodologie et des protocoles d'analyse OSL chez AITKEN (1998) et WINTLE (1997).

Les dunes de sables et les loess se prêtent particulièrement bien aux datations OSL en raison de leur mode de transport éolien. La datation de dépôts flu-

viatiles conduit par contre immédiatement à s'interroger sur leur degré de blanchiment qui dépend de la profondeur et de la turbidité de l'eau, lesquelles peuvent passablement atténuer ou empêcher le rayonnement lumineux. Le mode de transport des colluvions peut également résulter en un mélange de grains plus ou moins blanchis. Toutefois, le développement de la technique de l'aliquote unique (single-aliquot) ou mieux encore du grain unique (single-grain) permet d'étudier la distribution du degré de blanchiment et renseigne sur la mise en place des dépôts. Des grains – ou populations de grains – dont l'âge trop vieux proviendrait d'un blanchiment incomplet peuvent ainsi être détectés et écartés.

Les datations OSL entreprises dans le cadre de ce travail ont été réalisées par Alexandra Hilgers du Département de Géographie de l'Université de Cologne. Elles portent toutes sur des loess. Toutefois, en raison d'une granulométrie trop fine (médiane vers 15 microns), seules les méthodes du "single-aliquot" et du "multiple aliquots" ont pu être utilisées, mais pas celle du "single-grain" qui nécessite la présence de grains de sables. Les analyses ont porté sur la fraction 4-11 microns. Dans le cas des loess, le blanchiment des grains étant en principe complètement réalisé, cette limitation dans la méthode n'a toutefois pas dû avoir de conséquence sur la précision des âges obtenus. Aucune datation n'a été tentée sur la matrice des graviers qui colmatent les vallées sèches. D'une part à cause du manque d'intervalles sableux ou loessiques qui auraient pu s'y prêter, d'autre part en raison du risque de blanchiment incomplet lors du transport du sédiment et finalement pour des raisons techniques de prélèvement particulièrement délicat à réaliser (profondeur d'apparition des graviers, faible quantité de matrice, hétérométrie et absence de cohésion).

7.4 STRATIGRAPHIE

7.4.1 Introduction

C'est en 1998 que débutèrent les campagnes de sondages archéologiques aux abords du Creugenat que la Transjurane va enjamber par un viaduc (Fig. 7.12). A cette même date, mon engagement à la Section d'archéologie comme géologue rattaché au suivi géologique des sondages de prospection sous la Transjurane a débuté. Sensibilisé à la question de l'origine des

vallées sèches par mes collègues géologues Denis Aubry et Michel Guélat, et encouragé par François Schifferdecker, archéologue cantonal, j'ai rapidement entrepris d'en documenter le remplissage quaternaire par l'approfondissement des sondages mécaniques jusqu'au substrat rocheux. Il s'agissait effectivement là d'une occasion unique de connaître la nature de ces comblements qui n'affleurent jamais naturellement.

Ce chapitre sera donc focalisé sur la vallée sèche de la Haute-Ajoie entre Chevenez et Courtedoux ainsi que sur les trois vallées sèches latérales qui y débouchent juste en amont du gouffre émissif du Creugenat: la Combe Varu, la Combe en Vaillard et la Combe Ronde. En effet, les différents travaux de prospection liés au passage de la Transjurane ont permis d'obtenir une image précise de leurs remplissages quaternaires. Il ne s'agit toutefois pas ici d'en détailler toutes les coupes et colonnes stratigraphiques relevées sur le terrain, mais de présenter une synthèse qui met en lumière les éléments utiles à la question de la genèse des vallées sèches.

7.4.1.1 Historique

Le remplissage quaternaire des vallées sèches d'Ajoie n'était pas totalement inconnu avant les campagnes de sondages liées à la Transjurane. LIÈVRE (1939, p. 85) rapporte la découverte de "couches de limon et de pierrailles de plus de 13 mètres de profondeur" lors d'une fouille entreprise en 1937 à l'E de Rocourt. Il interprète ces matériaux meubles comme les alluvions d'une ancienne rivière subaérienne de la Haute-Ajoie. Plus en aval, les travaux d'adduction des eaux de Chevenez dans le Creux-des-Prés (!), en 1935 et 1936, mirent également au jour "le cailloutis de l'ancienne rivière subaérienne, constitué de matériaux calcaires aplatis plutôt qu'arrondis, identiques à ceux de nos rivières actuelles" et dont "les ossements trouvés un peu au-dessus appartenaient à la faune quaternaire récente". Lièvre va jusqu'à proposer qu'après avoir franchi le seuil du Creux-Genaz, la rivière formait peut-être un petit lac sur la plaine de Courtedoux, hypothèse qu'il s'empresse d'atténuer en précisant qu'il faudrait "procéder à des fouilles profondes dans la région comprise entre Creux-Genaz et le verrou du Pont-d'Able" pour s'en assurer.

Si cette hypothèse de lac peut paraître fantasque, la campagne de sondages archéologiques entreprise 60 ans plus tard à l'W de Porrentruy, au lieu-dit Grand' Fin (PAUPE 1995), confirme cependant que des alluvions pouvant atteindre cinq mètres se sont également

déposées dans la partie aval de la vallée sèche de la Haute-Ajoie. Une rivière subaérienne a donc bel et bien divagué dans la vallée aujourd'hui sèche de la Haute-Ajoie, entre Rocourt et Porrentruy. Sur la base d'un découpage stratigraphique en six ensembles sédimentaires (e1 à e6) qui s'inspire des connaissances acquises sur le site voisin d'Alle, Noir Bois, AUBRY (1995) propose un âge pléniglaciaire supérieur weichsélien à tardiglaciaire pour la nappe basale (e5) de graviers découverts à Grand' Fin, et estime que la nappe supérieure (e3) est à placer durant le Tardiglaciaire ou l'Holocène ancien. Ces deux nappes sont séparées par un intervalle de silts loessiques (e4). Aucune datation absolue ne vient toutefois confirmer cette attribution chronologique qui, comme le souligne l'auteur, reste une estimation basée sur l'intuition.

On ne peut pas terminer ce bilan des connaissances de la stratigraphie quaternaire des vallées sèches sans mentionner le site d'Alle, Noir Bois, même s'il se trouve en contexte de vallée drainée, à l'E de Porrentruy. En effet, la connaissance des "limons des plateaux" d'Ajoie, appelés également "lehms" ou encore "loess-lehms" par les anciens auteurs, a bénéficié d'un sérieux coup de pouce lors du passage de la Transjurane sur le flanc N de l'anticlinal du Banné. A cet endroit, la découverte d'un important gisement paléolithique moustérien a conduit Denis Aubry et Michel Guélat à engager une étude stratigraphique de grande envergure sur ces sédiments qui reposent de façon discordante tant sur les calcaires mésozoïques que sur la molasse cénozoïque ou les alluvions quaternaires (AUBRY et al. 2000). L'approche pluridisciplinaire mise en œuvre (lithostratigraphie, sédimentologie, géochimie, micro-morphologie, minéralogie, malacologie, thermoluminescence et datations radiocarbone) a fait de ce site une référence régionale. Elle a notamment révélé la présence de deux ensembles loessiques weichséliens, mis en place au Pléniglaciaire moyen (E7) et supérieur (E6), qui reposent sur des alluvions altérées ante-émiennes (E8, E9). Cette séquence est coiffée par une nappe de gélifluxion (E5, "head" des anglais) datée de la fin du Pléniglaciaire supérieur, elle-même recouverte par des colluvions loessiques tardiglaciaires (E4) et holocènes (E2, E3). Ces résultats s'inscrivent avec cohérence dans l'étude à haute résolution des séquences loessiques weichséliennes du Fossé rhénan (ANTOINE et al. 2001, 2002) qui a mis en évidence deux périodes de sédimentation principales centrées autour de 60 ± 5 ka et 23 ± 8 ka BP, séparées par une période à taux de sédimentation réduit entre 55 et 30 ka BP, durant laquelle deux phases principales de pédogenèse conduisent à la formation de sols bruns.

7.4.2 Données de terrain

7.4.2.1 Sondages mécaniques

Les sondages spécifiques à la problématique des vallées sèches dont il est ici question sont au nombre de 497, réalisés entre 1998 et 2003, et répartis comme suit (Fig. 7.12):

- I Chevenez, Combe Varu: 43 (S2 5112-5143; S2 5193-5203)
- II Chevenez, Lai Coiratte: 27 (S2 5166-5192)
- III Chevenez, Combe Ronde: 62 (S2 2692-2753)
- IV Chevenez, Combe en Vaillard: 280 (S3 638-738; 801-979)
- V Courtedoux, Creugenat: 85 (S2 5000-5084)

La documentation relative à ces sondages représente plusieurs classeurs qu'il n'est évidemment pas possible d'exposer ici. Les fiches de ces sondages,

qui comprennent un relevé stratigraphique succinct ainsi que les plans de situation et les photographies, sont consultables à la Section d'archéologie et paléontologie de l'Office de la culture, à Porrentruy. A la suite de chacune des campagnes de prospection archéologique, un premier bilan concernant la stratigraphie a été présenté (BRAILLARD 1999, 2000, 2001a, 2003b). Toutefois, au vu des données récoltées par la suite, certaines des attributions stratigraphiques et des hypothèses formulées dans ces rapports internes ont été revues. Dans ces cas, le présent travail fait référence.

7.4.2.2 Sites archéologiques

Les coupes stratigraphiques de référence réalisées sur les quatre sites archéologiques fouillés entre 1999 et 2002 représentent, mises "bout à bout", une longueur totale de 1005 m. Elles portent l'abréviation de PRF (profil de référence) et sont réparties de la façon suivante:

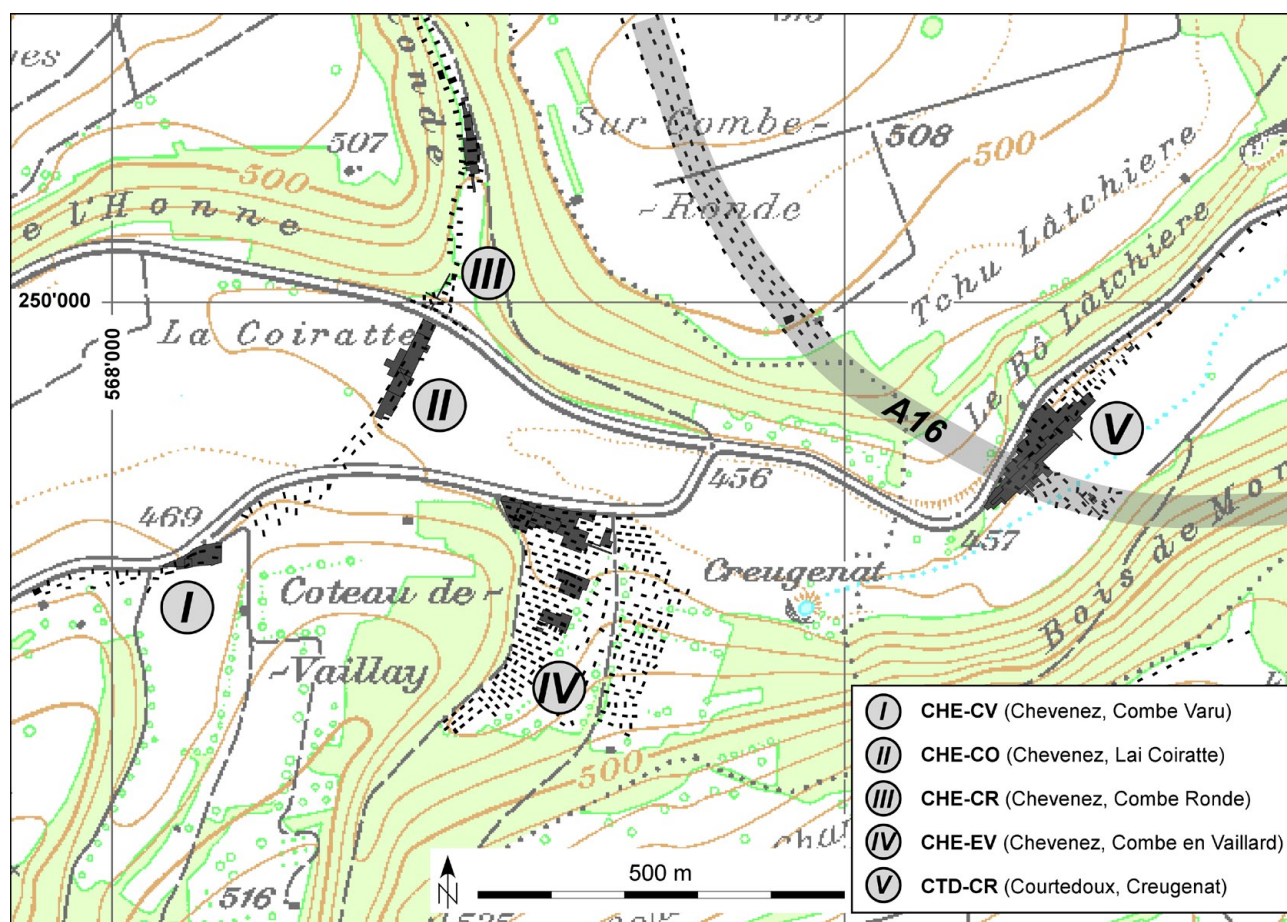


Fig. 7.12 Situation des sondages mécaniques (en noir) et des sites archéologiques (en gris foncé) dans les environs du Creugenat. Fond topographique extrait de la carte nationale de la Suisse 1:25'000, feuille 1085 (St-Ursanne). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

- Chevenez, Combe Varu (CHE-CV): PRF 1-2 (100 m)
- Chevenez, Lai Coiratte (CHE-CO): PRF 1 (140 m)
- Chevenez, Combe en Vaillard (CHE-EV): PRF 1-9 (485 m)
- Courtedoux, Creugenat (CTD-CR): PRF 1-7 (280 m)

Certaines de ces coupes ont déjà été partiellement présentées (BRAILLARD 2001b, 2002a, 2002b, 2003c, 2003d) et une synthèse stratigraphique de la Combe en Vaillard et de la Combe Varu a été publiée récemment (DESLEX-SHEIKH et al. 2006). Le détail des parties supérieures (holocènes) de la stratigraphie sera quant à lui présenté dans deux monographies archéologiques actuellement en préparation. Les approfondissements réalisés aux endroits stratégiques du point de vue de la morphogenèse des vallées sèches ont été utilisés pour construire les coupes synthétiques présentées dans ce travail. Comme pour les sondages, les documents originaux peuvent être consultés auprès de la Section d'archéologie et paléontologie de l'Office de la culture, à Porrentruy. Une version informatisée des coupes de référence mises au net en format vectoriel est disponible chez l'auteur.

7.4.2.3 *Echantillons*

La numérotation des échantillons auxquels il est fait référence dans ce travail suit le système utilisé par la Section d'archéologie pour les sondages et sites archéologiques. Pour les sondages, elle se limite en général au N° de section A16, suivi du N° de sondage et du type et N° d'échantillon. Pour les sites, elle est composée, dans l'ordre: de la commune, du lieu-dit, de l'année, du secteur ou profil, éventuellement de la couche et finalement du type et N° d'échantillon. Les lettres suivantes désignent les différents types d'échantillons:

- S: Sédiment en vrac
- M: Bloc micromorphologique
- C: Charbons de bois
- OSL: Sédiment prélevé à l'abri de la lumière (tubes plastiques) pour datation OSL
- P: Sédiment pour palynologie (tubes en verre ou profilés aluminium en U)

Exemple: CHE-CO 001, PRF 1, m 113, c 4.1.4, M1 désigne le bloc micromorphologique M1, prélevé en 2001 sur le site de Chevenez, Lai Coiratte, dans la couche 4.1.4 du profil de référence N° 1, au niveau du mètre N° 113.

Le total d'échantillons prélevés et analysés atteint 378, répartis comme suit:

- 230 vracs de sédiments (couches sédimentaires et structures archéologiques)
- 108 blocs micromorphologiques (couches sédimentaires et structures archéologiques) dont il a été réalisé 205 lames minces
- 20 prélèvements de charbon de bois sur couches sédimentaires (et plusieurs dizaines associés à des structures archéologiques)
- 8 prélèvements OSL
- 12 prélèvements pour la palynologie (dont malheureusement 11 stériles ou oxydés !)

La liste détaillée des échantillons et les résultats peuvent être obtenus chez l'auteur.

7.4.3 **Ensembles sédimentaires**

Sur le terrain, l'unité stratigraphique de base est la couche (c), plusieurs couches de faciès lithologiques semblables formant un ensemble sédimentaire (E). Comme on peut s'en douter, aucun des cinq sites n'a livré, à lui seul, le développement stratigraphique "complet". En effet, en milieu terrestre subaérien, les phases d'érosion priment en général sur les phases de dépôt sédimentaire. Il a fallu dès lors procéder par corrélation pour établir le découpage stratigraphique qui suit.

Pour chaque nouveau sondage ou tranchée ouverts, une fois le profil rectifié et la subdivision lithostratigraphique réalisée, l'appellation des couches mises au jour a été faite selon un système de numérotation strict dans lequel le premier chiffre du numéro de couche correspond à l'ensemble sédimentaire. Grâce à ce système, la corrélation des couches stratigraphiques s'est révélée généralement facile à réaliser à l'intérieur d'un même site. Cela n'a toutefois pas été le cas pour la corrélation entre les différents sites, valable uniquement au niveau des ensembles sédimentaires, mais pas au niveau de la couche. Comme la fouille des différents sites s'est étalée sur cinq ans (1998-2003), la numérotation des unités stratigraphiques a forcément évolué en fonction de la complexité intrinsèque des dépôts d'une part ainsi qu'en raison des compléments fournis par les données analytiques d'autre part. Au terme des travaux de terrain, certaines couches de faciès et d'âge différents portaient ainsi le même numéro, alors que d'autres, dont la corrélation a pu être prouvée par la suite, portaient des numéros différents. En d'autre terme, une mise à jour était nécessaire (Annexe 1). Bien qu'indépendante et légè-

rement différente du découpage lithostratigraphique de terrain, la subdivision proposée se base également sur les critères de terrain (lithofaciès et géométrie des couches), mais complétés par les données archéologiques (type de mobilier présent) et analytiques (micro-morphologie, granulométrie, géochimie, datations absolues). Il s'agit donc davantage d'une subdivision chronostratigraphique. En définitive, les dépôts quaternaires des vallées sèches de la Haute-Ajoie peuvent être subdivisés en dix ensembles chronostratigraphiques principaux (Fig. 7.13). La description qui suit est générale et valable pour tous les sites étudiés, sauf si mentionné. Les particularités stratigraphiques de chacun d'entre eux seront abordées au chapitre suivant (Chap. 7.4.4).

7.4.3.1 Ensemble 1

L'ensemble 1 correspond à l'horizon agricole actuel, généralement labouré. Très homogène à l'échelle du terrain étudié, il est épais de 25 cm et se constitue d'un silt faiblement argileux de teinte brun foncé, humifère et décarbonaté. Des graviers calcaires subanguleux y sont localement présents, mais la matrice est toujours décarbonatée.

7.4.3.2 Ensemble 2

L'ensemble 2 regroupe plusieurs couches humifères de teinte brun-jaune, réparties selon trois faciès principaux: silteux, silto-sableux et graveleux. Les faciès fins correspondent à des alluvions déposées au Moyen Age, principalement durant sa phase précoce (Haut Moyen Age: environ 500-1'000 AD). Les faciès graveleux correspondent soit à des colluvions grossières, que l'on retrouve alors en pied de pente, soit à des alluvions, comme dans la plaine du Creugenat. Dans les cas où le diagnostic entre colluvions et alluvions n'est pas évident à poser, il est probable que l'on est en présence de colluvions redistribuées ultérieurement par un mécanisme fluvial ou torrentiel. A l'instar de ses variations de faciès, l'épaisseur de l'ensemble 2 est très variable: de 10 à 160 cm.

7.4.3.3 Ensemble 3

Composées de silts humifères légèrement argileux brun-gris à la base desquels (ou dans lesquels) s'intercalent des faciès graveleux à matrice également humifère, les couches de l'ensemble 3 témoignent d'un important impact anthropique sur la dynamique sédimentaire. Riches en paillettes et fragments de charbons de bois issus de défrichements, elles cor-

CHRONOSTRATIGRAPHIE			LITHOSTRATIGRAPHIE			
SI (Ka)	Moderne	E1		Horizon agricole	Ua- B+	
	1	Moyen Age	E2		Colluvions et alluvions humifères	Ua- B/J Us B/J G B/J
		Protohistoire (Néol. final à Gallo-romain)	E3		Colluvions et alluvions humifères	Ua B G B
	2	Tardiglaciaire à Holocène ancien	E4		Loess remaniés et altérés	U J Ua- J/B Ua++ B/R
		Pléniglaciaire supérieur	E5		Alluvions et grèzes litées	G J/B
	3	Pléniglaciaire moyen	E6/7		Loess ruisselés +/- altérés	U J/B Ua+ B/R
		Pléniglaciaire inférieur	E8		Nappe de solifluxion	G B/R
	4	Glaciaire ancien (et antérieur ?)	E9		Alluvions	G J/B
		Eémien ou antérieur	E10		Altérites	Ua++ B/R A Or

Fig. 7.13 Stratigraphie synthétique du remplissage quaternaire des vallées sèches de l'Ajoie occidentale (légende et codes: voir Fig. 7.9).

respondent selon toute vraisemblance aux premières pratiques agricoles dans la région. Mises en place par colluvionnement ou alluvionnement, elles contiennent la plupart des vestiges archéologiques découverts qui s'échelonnent du Campaniforme (fin du Néolithique) jusqu'à la période La Tène (second âge du Fer). Les datations ^{14}C réalisées sur les charbons de bois inclus dans les couches sont centrées sur la Protohistoire, deux résultats remontant au Néolithique final et un au Néolithique moyen. Les couches de l'ensemble 3 couvrent donc chronologiquement la période qui va de la fin du Néolithique à la période gallo-romaine, cette dernière étant toutefois marquée par une sédimentation réduite. L'épaisseur de l'ensemble 3 peut atteindre exceptionnellement 100 cm, mais varie généralement entre 20 et 50 cm.

7.4.3.4 Ensemble 4

L'ensemble 4 regroupe les sédiments fins non humifères, exempts de charbons de bois, de teinte dominante jaune. Il s'agit de limons loessiques, remaniés à partir de dépôts éoliens plus anciens. Certaines couches, silteuses et de texture massive, sont encore très proches du faciès loessique d'origine, alors que d'autres ont été fortement affectées par la pédogenèse. Très argileuses et de structure polyédrique, ces dernières correspondent alors à un horizon argilique (Bt) de

teinte brun-ocre. Les processus de pédogenèse et de remaniement ont engendré une géométrie des couches complexe: celles-ci forment des lentilles de solifluxion en position de pente ou des comblements de chenaux dans les thalwegs des vallées sèches. Tant le faciès sédimentaire (loess remaniés), la pédogenèse (horizon argilique) que la géométrie des couches (solifluxion, ruissellement) s'accordent avec le modèle de pédogenèse proposé par VAN VLIET-LANOË et al. (1992), qui situe la phase de décarbonatation et de pédogenèse principale du pédocomplexe récent au Tardiglaciaire (Bølling) plutôt qu'à l'Holocène (Atlantique), pédogenèse suivie par une phase de solifluxion au Dryas récent. L'ensemble 4 couvre donc principalement le Tardiglaciaire. Toutefois, des chenaux d'érosion observés au sein de E4, dont l'extrême sommet contient parfois des artefacts lithiques campaniformes (Néolithique final), indiquent un remaniement fluvial ultérieur, vraisemblablement Holocène ancien. La puissance de E4 varie considérablement et peut atteindre plus de deux mètres.

7.4.3.5 Ensemble 5

Deux faciès graveleux constituent l'ensemble 5: des graviers arrondis hétérométriques en fond de vallée et des graviers anguleux bien calibrés en pied de pente.

Les premiers sont des alluvions qui sont lithostratigraphiquement similaires aux graviers E9 (description ci-dessous), ce qui ne facilite pas leur différenciation lorsqu'ils sont en contact direct. La présence de blocs plus nombreux et plus gros (diamètre maximal observé: 60 cm) indique toutefois un caractère torrentiel plus marqué pour E5 que pour E9 (diamètre maximal observé: 25 cm).

Les seconds s'apparentent à des grèzes litées, constituées pour moitié de petits gélifracis anguleux et aplatis (1-4 cm de diamètre), stratifiés dans le sens de la pente, emballés dans une matrice loessique carbonatée de type E6 qui constitue l'autre moitié du sédiment. Tant la base que le sommet de ce faciès de pente sont marqués par des déformations causées très probablement par la solifluxion. Sur la base de datations OSL et ^{14}C , on peut attribuer ces deux faciès au Pléniglaciaire supérieur weichsélien. L'épaisseur maximale observée des alluvions E5 est de deux mètres, mais elle pourrait atteindre quatre mètres dans le fond de la vallée sèche de la Haute-Ajoie. Les grèzes de pente atteignent quant à elles deux mètres d'épaisseur.

7.4.3.6 Ensemble 6/7

L'ensemble 6/7 regroupe deux faciès loessiques: au sommet (E6), des silts jaune-brun clair à verdâtres, presque toujours décarbonatés, qui présentent souvent une structure lamellaire de gel; à la base (E7), des silts argileux brun-rouge toujours décarbonatés, dont la structure a tendance à être polyédrique. Sur le terrain, ces faciès se rapprochent des unités lithostratigraphiques E6 et E7 définies à Alle, Noir Bois (AUBRY et al. 2000) et attribuées à des loess francs stadias du Pléniglaciaire supérieur pour la première et à des colluvions loessiques du Pléniglaciaire moyen pour la seconde. Toutefois, les données analytiques (granulométrie et micromorphologie) indiquent que le faciès E6 de Courtedoux et Chevenez est remanié au même titre que E7, et les datations OSL situent ce remaniement au Pléniglaciaire moyen. D'où l'appellation de E6/7 qui a été choisie pour désigner les loess ruisselés du Pléniglaciaire moyen de Courtedoux et Chevenez, corrélables lithostratigraphiquement aux unités E6 et E7 d'Alle, Noir Bois, mais correspondant chronostratigraphiquement à l'unité E7b du Noir Bois. Du point de vue minéralogique, tant E6 que E7 sont composés essentiellement de minéraux allochtones par rapport au substrat calcaire non détritique (quartz dominant, micas clairs, feldspaths). Exceptionnellement développé sur le site de Lai Coiratte, où il atteint deux mètres de puissance, l'ensemble 6/7 se réduit ailleurs à des niveaux discontinus et déformés par solifluxion qui ne dépassent pas 50 cm d'épaisseur.

7.4.3.7 Ensemble 8

Cette unité a été rencontrée à la Combe Varu, où elle coiffe les graviers E9 au pied du versant exposé à l'E. Elle présente des caractéristiques intermédiaires entre une grèze litée (à la base) et une nappe de solifluxion (au sommet). Elle est constituée, à la base, de graviers calcaires anguleux, non altérés, emballés dans une matrice argileuse décarbonatée brun-rouge. Au sommet, trois niveaux argileux brun-rouge et jaune foncé, disposés en lentilles qui s'interpénètrent partiellement, sont interprétés comme provenant d'altérites anciennes (E10). Le contact entre la base graveleuse et le sommet argileux est très chahuté, ce qui suggère que des phénomènes de cryoturbation ont aussi affecté cette unité. En raison de sa position stratigraphique sous les loess ruisselés du Pléniglaciaire moyen (E6) et sur les graviers supposés Glaciaire ancien (E9), un âge Pléniglaciaire inférieur peut être proposé pour la mise en place de cette nappe. Des phénomènes de solifluxion sont en outre signalés pour cette période sur

la charte pédostratigraphique de VAN VLIET-LANOË & GUILLOCHEAU (1995). Au maximum de son développement, E8 atteint 120 cm d'épaisseur.

7.4.3.8 Ensemble 9

Les graviers rattachés à l'ensemble 9 constituent systématiquement le comblement basal de la vallée sèche de la Haute-Ajoie et des parties aval des petites vallées latérales qui s'y raccordent dans les environs du gouffre émissif du Creugenat. Ils sont constitués pour 80 à 90% d'éléments calcaires et pour 10 à 20% de matrice silto-argileuse jaune-brun.

Les éléments sont des graviers, gravillons et cailloux, auxquels il faut ajouter la présence sporadique de blocs subarrondis (diamètre maximal observé: 25 cm). Ils sont jointifs, subanguleux à subarrondis, le plus souvent aplatis. Bien que généralement mal classés, ils peuvent montrer un certain tri dans le domaine des gros graviers (1-6 cm) ou des cailloux. La stratification est discrète, subhorizontale ou de faible pendage ($< 20^\circ$). L'imbrication des éléments aplatis indique une direction du courant vers l'aval. Les éléments appartiennent pour 80 à 90% au Jurassique supérieur (calcaires micritiques gris) qui constitue le bedrock, et pour 10 à 20% au Jurassique moyen (calcaires spathiques ou oolithiques jaunâtres) qui affleure deux kilomètres au S du Creugenat. De rares fragments ($< 1\%$) de molasse (grès à ciment calcaire, calcaires sableux) dont on trouve encore quelques lambeaux vers le S complètent le spectre pétrographique. Les éléments du Jurassique moyen et de la molasse présentent généralement un état d'altération et un émousé plus marqués que ceux du Kimméridgien, très peu altérés, conséquence d'un transport plus long.

Les légères variations de faciès, observées localement, n'ont pas permis une subdivision plus fine de cet ensemble. On notera toutefois la présence sporadique de niveaux à éléments plus fins et mieux triés ou de lentilles plus riches en matrice. Cette dernière est le plus souvent silto-argileuse et d'origine loessique, rarement sableuse et d'origine molassique. Localement, des poches décimétriques très argileuses brun-ocre ont été observées. Totalement décarbonatées malgré l'environnement chimique calcaire, ces poches ont été interprétées comme remaniées à partir de terra fusca, d'un horizon argilique ou d'une altérite ancienne (E10).

Le sommet des graviers est marqué par une limite érosive, sauf peut-être dans les rares cas où ils sont surmontés par E7. La limite inférieure est également

clairement érosive. Lors de leur dépôt, les graviers E9 ont déblayé toute formation antérieure et poli, voire même légèrement entamé, le sommet du bedrock. En effet, lorsqu'il est en contact avec les graviers E9, il ne présente de frange d'altération (auréole de décarbonatation ou remplissage de terra fusca) que dans les anfractuosités karstiques qui caractérisent son sommet.

Du point de vue de leur mise en place, ces graviers semblent intermédiaires entre des dépôts torrentiels et des dépôts fluviaux, faciès dont ils mélangent les caractéristiques. Alors que les blocs évoquent sans conteste un caractère torrentiel, le relativement bon tri des éléments appartenant aux classes des graviers et cailloux, ainsi que leur imbrication, parlent en faveur d'un dépôt fluvial dans un système de rivières en tresses. L'absence de chenaux d'érosion n'est vraisemblablement qu'apparente: elle pourrait s'expliquer par le faible pourcentage de matrice qui n'a pas permis de les distinguer. Sur la base des différents sondages approfondis, il apparaît que le caractère torrentiel est dominant au débouché des vallées sèches latérales, alors que le caractère fluvial est prépondérant plus en aval. Mais il faut relever que des blocs ont également été observés çà et là dans le fond de la vallée sèche principale de la Haute-Ajoie. En définitive, on décrira ces graviers comme des alluvions fluviales, déposées dans un système de rivières tressées à caractère torrentiel.

L'âge de ces graviers est assurément plus ancien que le Pléniglaciaire moyen weichsélien, puisque ils sont coiffés par des loess datés par OSL de cette période. Si l'on peut vraisemblablement situer leur mise en place principale durant l'un ou l'autre stade de la péjoration climatique du Glaciaire ancien (SI 5b ou 5d, encore relativement humides selon VAN VLIET-LANOË & GUILLOCHEAU 1995), on ne peut toutefois pas exclure la présence sous E9 d'autres graviers plus anciens, lithostratigraphiquement non différenciables, qui seraient alors ante-émiens.

L'épaisseur maximale observée des graviers de l'ensemble 9 est de quatre mètres. Sur la base des données géophysiques et des forages, elle pourrait atteindre une dizaine de mètres au maximum.

7.4.3.9 Ensemble 10

Sont regroupées sous cet ensemble les altérites dont la genèse n'est pas évidente à établir: terra fusca, argiles de décarbonatation ou encore horizons argili-

ques de pédocomplexes interglaciaires. D'âge éémien ou antérieures, elles se rencontrent au toit du bedrock ou dans les anfractuosités de l'épikarst.

7.4.3.10 Toit du rocher

L'observation du toit du rocher est importante dans le cadre de la genèse des vallées sèches. Une surface lisse, avec un contact direct entre le calcaire sain et les graviers, traduit une érosion et un polissage par l'eau et attribue au processus fluvial un rôle dominant. Une surface karstifiée par contre, avec une épaisse couche d'altérites entre la roche saine et la couverture quaternaire, rend le facteur dissolution prépondérant.

Les sondages qui ont atteint le substratum calcaire ont révélé que la karstification et les altérites sont développées là où les graviers E9 sont absents, c'est-à-dire dans les bords des sections transversales des vallées sèches. En revanche, dans les thalwegs, les graviers reposent directement sur le calcaire non altéré. Des altérites s'y rencontrent certes occasionnellement, mais uniquement en remplissage de conduits ou fissures karstiques. Un épisode d'érosion fluviale se superpose donc à une phase de karstification antérieure.

7.4.4 Coupes et colonnes stratigraphiques

Ce chapitre présente cinq grandes coupes stratigraphiques synthétiques: deux à travers la vallée sèche principale de la Haute-Ajoie (sites de Lai Coiratte et du Creugenat) et trois à travers les vallées sèches latérales de Combe Varu, Combe Ronde et Combe en Vaillard (Fig. 7.14). Pour des raisons graphiques, étant donné la faible puissance du remplissage quaternaire, une échelle verticale exagérée 10x a été choisie. La construction de ces coupes est basée sur toutes les données à disposition (campagnes de sondages et fouilles des sites, géophysique, forages). Ces données ne provenant pas toujours d'une même transversale, certaines d'entre elles ont été projetées sur les coupes synthétiques afin d'obtenir, pour chacun des cinq sites, la vision la plus complète possible d'un point de vue stratigraphique, tout en restant réaliste du point de vue de la géométrie des couches.

Les coupes ont été construites sur la base du découpage stratigraphique défini précédemment (E1 à E10, Fig. 7.13), la représentation détaillée des couches n'étant pas possible à cette échelle. En revanche, certaines colonnes stratigraphiques, situées à des endroits

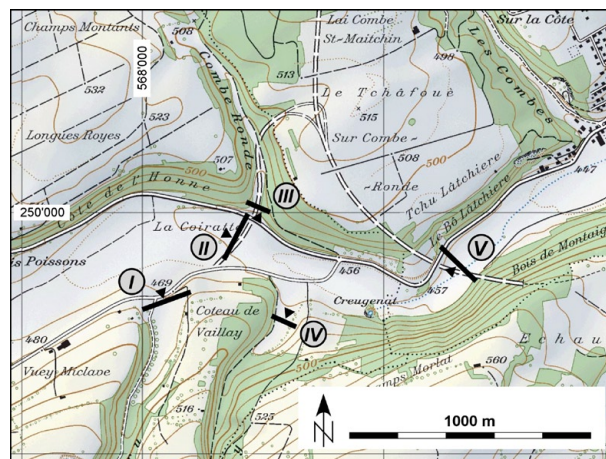


Fig. 7.14 Situation des coupes stratigraphiques I à V (I Combe Varu; II Lai Coiratte; III Combe Ronde; IV Combe en Vaillard; V Creugenat). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

clés, seront présentées dans le détail. Dans ce cas, les numéros de couches "originaux", c'est-à-dire ceux utilisés sur le terrain, seront mentionnés afin de pouvoir établir le lien avec les échantillons prélevés (Annexes 1 et 2)

7.4.4.1 Chevenez, Combe Varu

La Combe Varu est une vallée sèche de direction subméridienne. Longue de trois kilomètres, elle prend naissance dans le Jura plissé, à 800 m d'altitude, non loin de la ligne de crête qui marque la frontière franco-suisse. Dans son extrémité aval, la Combe Varu – tout comme la Combe en Vaillard située 500 m à l'E – présente un profil légèrement asymétrique, avec le versant exposé à l'E (sous forêt) plus abrupt que le versant exposé à l'W (sous pelouse). Les marnes du Banné, subaffleurantes dans le haut des versants, y dessinent localement de petites cuestas. La coupe synthétique présentée se situe à son extrémité nord, zone où la combe s'élargit et débouche sur la vallée sèche de la Haute-Ajoie (Fig. 7.14).

Coupe synthétique

La plus grosse partie du remplissage est constituée par les graviers E9 qui comblent, par l'intermédiaire d'un contact érosif, le fond de la vallée creusée dans les calcaires kimméridgiens (Fig. 7.15). Le bedrock est très peu altéré et présente même localement un poli fluvial qui se superpose toutefois à une morphologie karstique plus ancienne, dont les conduits et fissures de dissolution sont remplis par des altérites (E10).

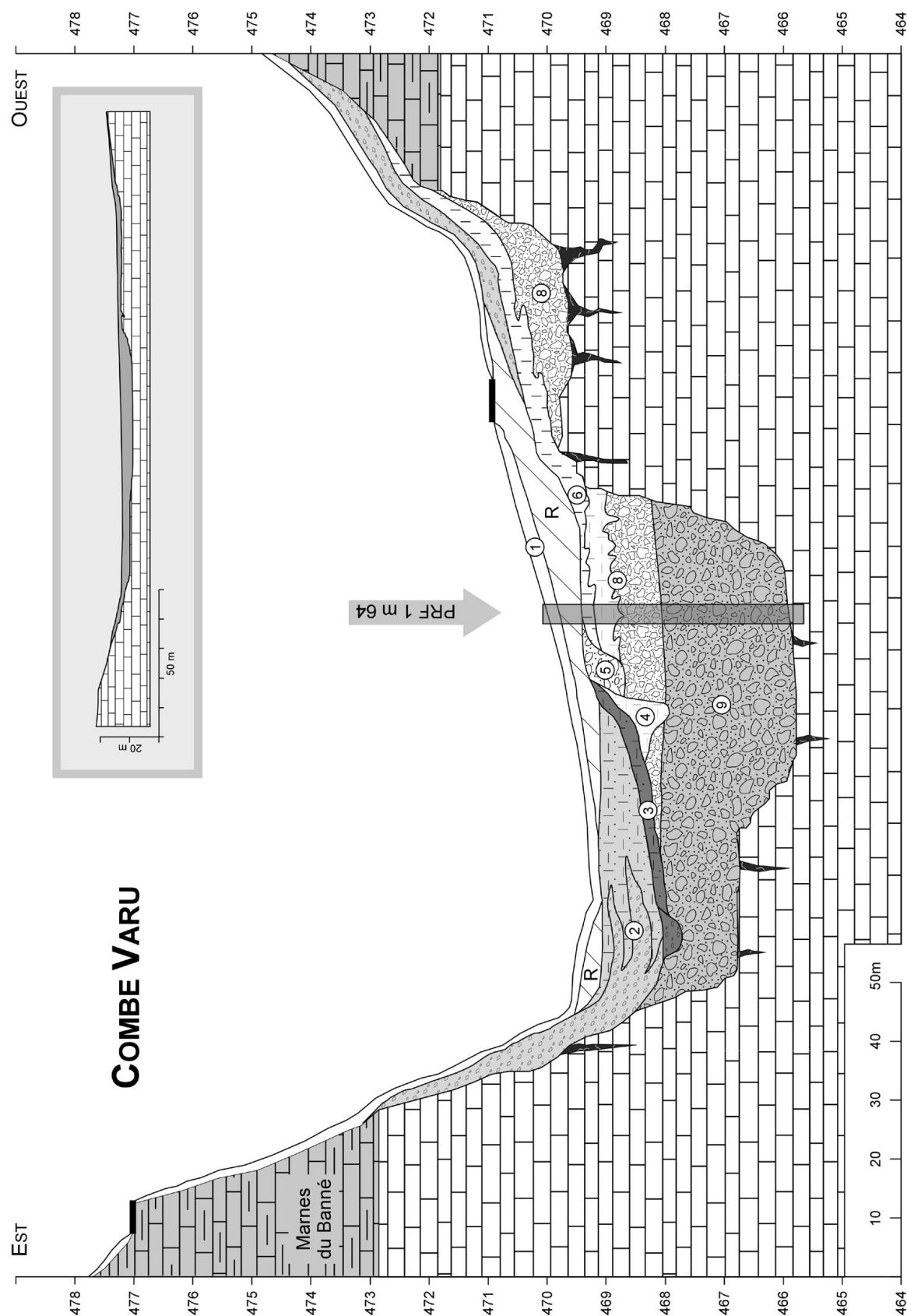


Fig. 7.15 Coupe stratigraphique synthétique à travers la Combe Varu. Echelle verticale x10. Encart: coupe non déformée.

Trois paliers d'érosion sont nettement visibles sur la transversale présentée. Ils pourraient correspondre à des phases d'incision fluviale, à condition d'être également présents à l'amont et à l'aval, ce qui n'a malheureusement pas pu être vérifié en raison de l'extension limitée des sondages.

Une nappe de solifluxion (E8) tapisse le versant de la vallée sèche exposé à l'E. Grossière à la base (c 4.1.6) et silto-argileuse au sommet (c 4.1.5a; c 4.1.5b; c 4.1.5c), elle n'a été rencontrée qu'à la Combe Varu. La base est constituée d'un mélange de gélifractions anguleux bien triés, emballés dans une matrice argileuse identique à la couche 4.1.5c. Elle présente des caractéristiques intermédiaires entre une nappe de solifluxion et une grèze litée. Des loess ruiselés rattachés à E6 recouvrent E8. Ils ont livré un âge OSL de 44.9 ± 4.8 ka BP. Ces loess ont été entaillés au Pléniglaciaire supérieur par les graviers E5 (c 5s) qui forment un petit corps sédimentaire nettement délimité à l'E et à l'W, correspondant au remplissage d'un chenal orienté N-S qui se poursuit de façon rectiligne sur une quinzaine de mètres jusqu'à la route actuelle. A noter que ces graviers très mal classés avaient été interprétés dans un premier temps comme des remblais, avant que l'on en retrouve l'équivalent stratigraphique en aval, sur le site de Lai Coiratte.

Des loess remaniés (E4) forment le comblement d'un chenal qui incise la nappe de solifluxion E8. La base du comblement est constituée d'une couche très argileuse de teinte brun-orange (c 4.1.5r) qui a été interprétée sur le terrain comme un horizon argilique (Bt). Elle est surmontée d'un silt faiblement argileux jaune-brun qui a livré, dans son sommet, quelques artefacts lithiques campaniformes (Néolithique final). Cette succession stratigraphique se répète sur le site voisin de Lai Coiratte (où a été retrouvée la continuité de ce chenal), ainsi qu'à la Combe en Vaillard. Deux options sont envisageables pour expliquer la présence de cette couche, uniquement en comblement de chenal, mais pas ailleurs: 1) préservation *in situ* d'un Bt formé sur l'ensemble des sites, mais érodé ailleurs qu'en fond de chenal; 2) remaniement en fond de chenal d'un horizon Bt formé antérieurement. L'étude micromorphologique ayant mis en évidence qu'une proportion importante des accumulations argileuses de cette couche sont exprimées sous forme de traits non-illuviaux, ceci tant à la Combe Varu qu'à Lai Coiratte (argilanes disloquées et remaniées, Planche 9-G, H), la seconde solution est la plus probable. Cette couche correspond donc vraisemblablement à un Bt formé au Tardiglaciaire et remanié à l'Holocène ancien

(Mésolithique ? Néolithique ancien ?).

L'horizon archéologique protohistorique (E3) a livré des structures du second âge du Fer. Constitué à l'W vraisemblablement d'alluvions fines plutôt que de colluvions, il se superpose de façon discordante aux unités stratigraphiques plus anciennes. A l'E, il se raccorde à un faciès plus graveleux correspondant au paléochenal protohistorique. Finalement, une reprise de l'activité fluviale a parachevé le comblement de la vallée sèche, en y déposant un mètre d'alluvions silto-sableuses carbonatées au Haut Moyen Age (E2). Des remblais modernes, éventuellement liés à l'exploitation de la carrière située 800 m en amont (station de mesures de la fracturation N° 15, Fig. 3.5) sont encore à signaler. Ils sont recouverts par l'horizon agricole actuel (E1).

Si l'on considère la géométrie des dépôts, on constate donc, après un important remblaiement par accrétion verticale au Glaciaire ancien (E9), un second mécanisme de remblaiement qui, à partir du Tardiglaciaire, procède davantage par accrétion latérale (succession de phases d'érosion et de comblements fluviaux qui se déplacent vers l'E).

Oncoïdes fluviaux et implications paléo-environnementales

Le faciès de silts sableux carbonatés qui forment la majeure partie de l'ensemble stratigraphique E2 est spécifique à Combe Varu. En effet, les sédiments fins tardiglaciaires et holocènes sont ailleurs toujours silteux ou silto-argileux et jamais carbonatés. Cette anomalie nous a conduit à étudier plus attentivement la nature des sables: ils sont constitués de concrétions carbonatées, généralement sphériques, parfois ovoïdes, dont le diamètre va de 1 à 10 mm au maximum (Planche 9). Leur structure interne est le plus souvent concentrique, parfois de type alvéolaire, mais la porosité est toujours très grande, ce qui permet d'écarter un héritage d'oncoïdes jurassiques. Par ailleurs, des coquilles parfaitement préservées de gastéropodes actuels constituent le nucléus de certaines de ces concrétions. Dans d'autres cas, l'encroûtement semble avoir débuté autour de fragments de branches ou de brindilles, comme suggéré par le vide laissé au centre des concrétions, et la présence de matière organique dégradée visible sous lame mince. La structure concentrique et le mode de croissance de ces concrétions, qui alterne encroûtement microbien et précipitation inorganique, est très nette. Il s'agit par conséquent de concrétions d'âge holocène, formées dans un milieu

travertineux, plus probablement dans de l'eau courante si l'on se fie à leur forme générale plus sphérique qu'aplatie. Les morphologies observées correspondent au type fluviatile de PEDLEY (1990) qui a défini cinq grands types d'environnements travertineux. Dans les fonds de rivières actuelles, à eau limpide dépourvue de vase et en climat tempéré, les oncoïdes forment en effet des cylindres autour des phytoclastes et des sphéroïdes autour des intraclastes. On peut aussi qualifier ces constructions d'oncolithes fluviatiles (VERRECCHIA 2002). La fragmentation constatée sous lame mince de certains oncoïdes, ainsi que la présence d'encroûtements à polarité inverse, indiquent un remaniement à partir du milieu de formation primaire, lequel devait certainement se situer quelques dizaines ou centaines de mètres plus au sud.

Les fouilles archéologiques à la Combe Varu ont mis au jour neuf sépultures du Haut Moyen Age (dont huit sont implantées dans l'ensemble stratigraphique E2) ainsi qu'un empierrement anthropique (structure N° 11) situé en base de E2 (SALTEL 2001, 2002). En recoupant l'âge ^{14}C du plus ancien des squelettes (squelette N° 5: 540-700 cal. AD) et la datation des charbons de bois de l'empierrement (430-640 cal. AD), on peut préciser le dépôt des faciès carbonatés fluviatiles E2 à la période située entre 430 et 700 cal. AD (Annexe 3). Le détail de la stratigraphie (BRAILLARD 2002) montre qu'ils s'agencent en trois séquences de crues, coiffées par un petit niveau silto-argileux finement laminé qui traduit une phase de décantation. Ces indices parlent en faveur d'un cours d'eau temporaire, éventuellement lié à une (ou plusieurs) exurgence(s) karstique(s) située(s) en amont. Cette reprise de l'écoulement fluviatile est en outre confirmée par les données granulométriques qui ont mis en évidence le bon classement des sédiments carbonatés de E2 (valeurs S_o situées entre 2.5 et 3.5). Du V^{ème} au VII^{ème} siècle de notre ère, un cours d'eau occupait donc temporairement le fond de la vallée aujourd'hui sèche de Combe Varu.

Datations OSL

La figure 7.16 présente la colonne stratigraphique relevée au niveau du mètre 64 du PRF 1. Deux datations OSL y ont été tentées:

- La première (OSL 1) a permis de rattacher les loess ruisselés E6 au Pléniglaciaire moyen (44.9 ± 4.8 ka BP; Annexe 2)

- La seconde (OSL 2), réalisée sur les sédiments argileux rattachés au sommet de la nappe de soli-

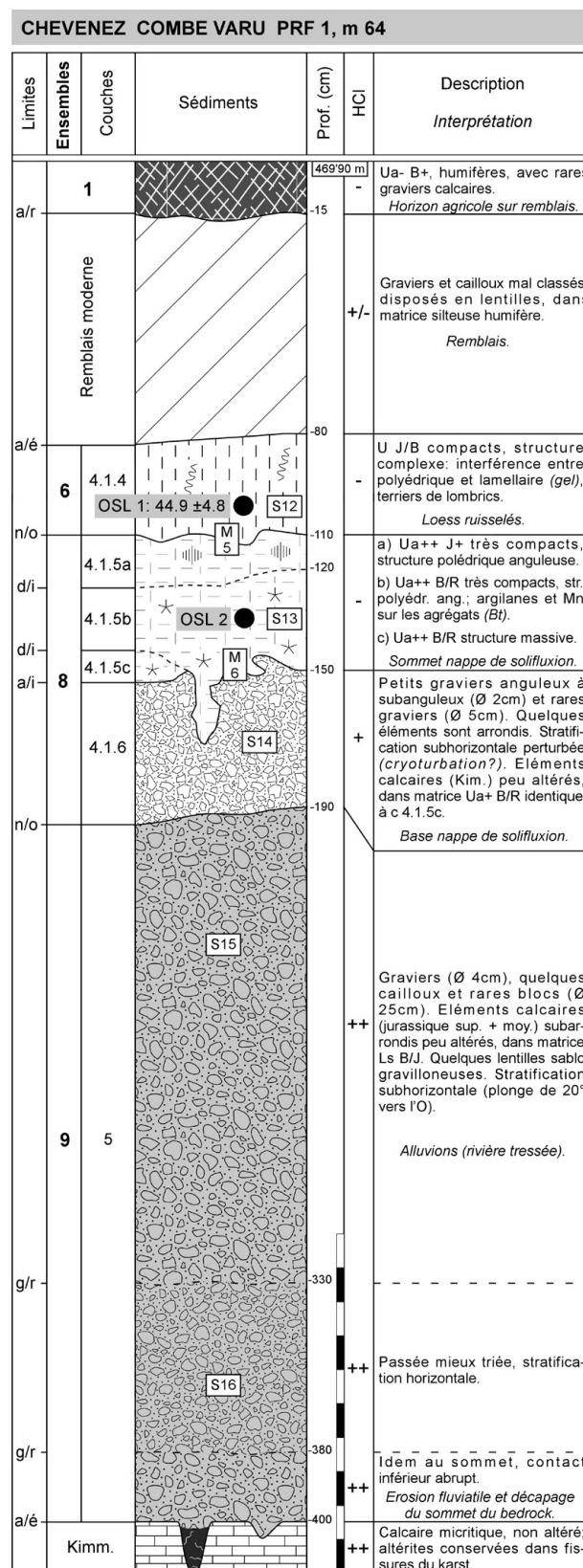


Fig. 7.16 Colonne stratigraphique relevée à la Combe Varu, avec position des échantillons et des datations OSL.

fluxion E8, n'a malheureusement pas livré de résultat. Le set de données, particulièrement dispersées, n'a pas permis le calcul des paléodoses (Alexandra Hilgers, communication personnelle, 2005). Ceci pourrait provenir d'un effet de saturation dû à l'âge ancien du sédiment. Les données de terrain confirment partiellement et complètent cette hypothèse: à l'échelle de l'affleurement, les trois unités (a, b, c) qui constituent la couche 4.1.5 ne forment en effet pas d'empilement stratigraphique cohérent, mais sont disposées en lentilles qui s'interpénètrent partiellement. Sous lame mince, la microstructure est en outre particulièrement complexe et hétérogène (Planche 12-C, D, E, F). Cette couche paraît donc issue d'une altérite ancienne (E10), remaniée par solifluxion et vraisemblablement encore déformée tardivement par cryoturbation.

7.4.4.2 Chevenez, Lai Coiratte

Le lieu-dit Lai Coiratte se situe dans la vallée sèche de la Haute-Ajoie, un kilomètre en amont du gouffre émissif du Creugenat (Fig. 7.14). La section de la vallée y est encore assez large (environ 250 m), alors qu'elle n'est plus que de 100 m environ à l'étranglement du Creugenat. La coupe synthétique présentée se trouve à mi-distance entre les coupes des vallées latérales de Combe Varu (en amont) et de Combe Ronde (en aval). Un petit ruisseau temporaire s'écoule occasionnellement dans le thalweg de la vallée lors des rares émissions du Creux-des-Prés.

Coupe synthétique

À Lai Coiratte, l'essentiel du remplissage est constitué par les graviers E9 qui comblent le fond de la vallée par l'intermédiaire d'un contact érosif (Fig. 7.17). La situation y est donc globalement similaire à celle rencontrée à la Combe Varu avec, toutefois dans la partie S, un ensemble loessique E6/7 bien développé.

Les données géophysiques (Chap. 7.5) ont été utilisées pour tracer le sommet du rocher là où il est plus profond que cinq mètres. Elles suggèrent la présence de deux épaississements totalisant 12 m, respectivement 15 m de sédiment meuble. Sur la base de leur position et de leur morphologie, on peut les interpréter comme des paléochenaux. Toutefois, si on les compare à l'allure du toit du rocher au droit du futur viaduc du Creugenat (où l'épaisseur du remplissage ne dépasse pas 7 m et ne montre apparemment pas de surcreusement, Fig. 7.23), une origine karstique serait plus plausible. En effet, la section de la vallée étant deux fois plus étroite au Creugenat qu'à Lai Coiratte, on devrait

s'attendre à y retrouver la continuité de ces chenaux de façon encore plus marquée, ce qui n'est apparemment pas le cas. Des forages complémentaires, tant à Lai Coiratte qu'au Creugenat, seraient nécessaires pour trancher entre l'une ou l'autre hypothèse.

Dans la partie S de la coupe, des altérites anciennes, interprétées comme de la terra fusca (Planche 12-G, H), ont été préservées dans la frange d'altération du rocher. La partie centrale de la vallée est en revanche occupée par les graviers E9. Étant donné leur grande profondeur d'apparition, leur limite supérieure n'a pas pu être correctement observée. Des poches décimétriques à métriques, distinguées localement en fond de sondages et remplies de loess ruisselés appartenant à E7, pourraient correspondre à une surface sédimentaire fossile (derniers chenaux actifs avant l'assèchement de la vallée). Mais des phénomènes de cryoturbations sont aussi envisageables. Au niveau du mètre 113 du PRF 1 (Fig. 7.18), le sommet des graviers E9 est en outre tapissé par une couche d'argiles silteuses décarbonatées d'environ 20 cm d'épaisseur. Proche des loess ruisselés E7, bien que plus argileuse, elle présente des taches brun-noir ou jaunâtres, correspondant probablement à des galets décarbonatés (calcaires argilo-gréseux, molasse). De telles altérites se retrouvant aussi localement sous forme de poches remaniées dans les graviers E9, il n'est pas possible d'affirmer que cette couche représente un horizon d'altération développé *in situ* sur les graviers E9. Si tel était toutefois le cas, elle aurait pu s'être formée durant la phase de pédogenèse de l'interstade d'Odderade (SI 5a, entre 85 et 75 ka BP, fin du Glaciaire ancien) qui a conduit, dans le Fossé Rhénan au S de Cologne, à la formation de un, localement deux Bt superposés (BOENIGK & FRECHEN 1999). VAN VLIET-LANOË & GUILLOCHEAU 1995, signalent également le développement de sols lessivés durant cet interstade pour le N de la France et la Belgique.

La présence des silts loessiques E6/7, préservés entre les deux corps de graviers E5 et E9, n'a pu être comprise que grâce à la réalisation de la coupe N-S de Lai Coiratte (PRF 1, Planche 7) continue latéralement sur 140 m. D'abord considérés comme résultant d'un piégeage dans une vaste doline, ces sédiments consistent en fait en un placage de loess ruisselés qui, situés en marge des écoulements de la vallée sèche de la Haute-Ajoie et de la Combe Varu, n'ont pas été érodés lors de la phase torrentielle du Pléniglaciaire supérieur (E5). Les dépôts éoliens et les altérites dont ils dérivent devaient se situer plus au S. Une partie de ces altérites (E10) y est du reste encore préservée sur le karst. Sous

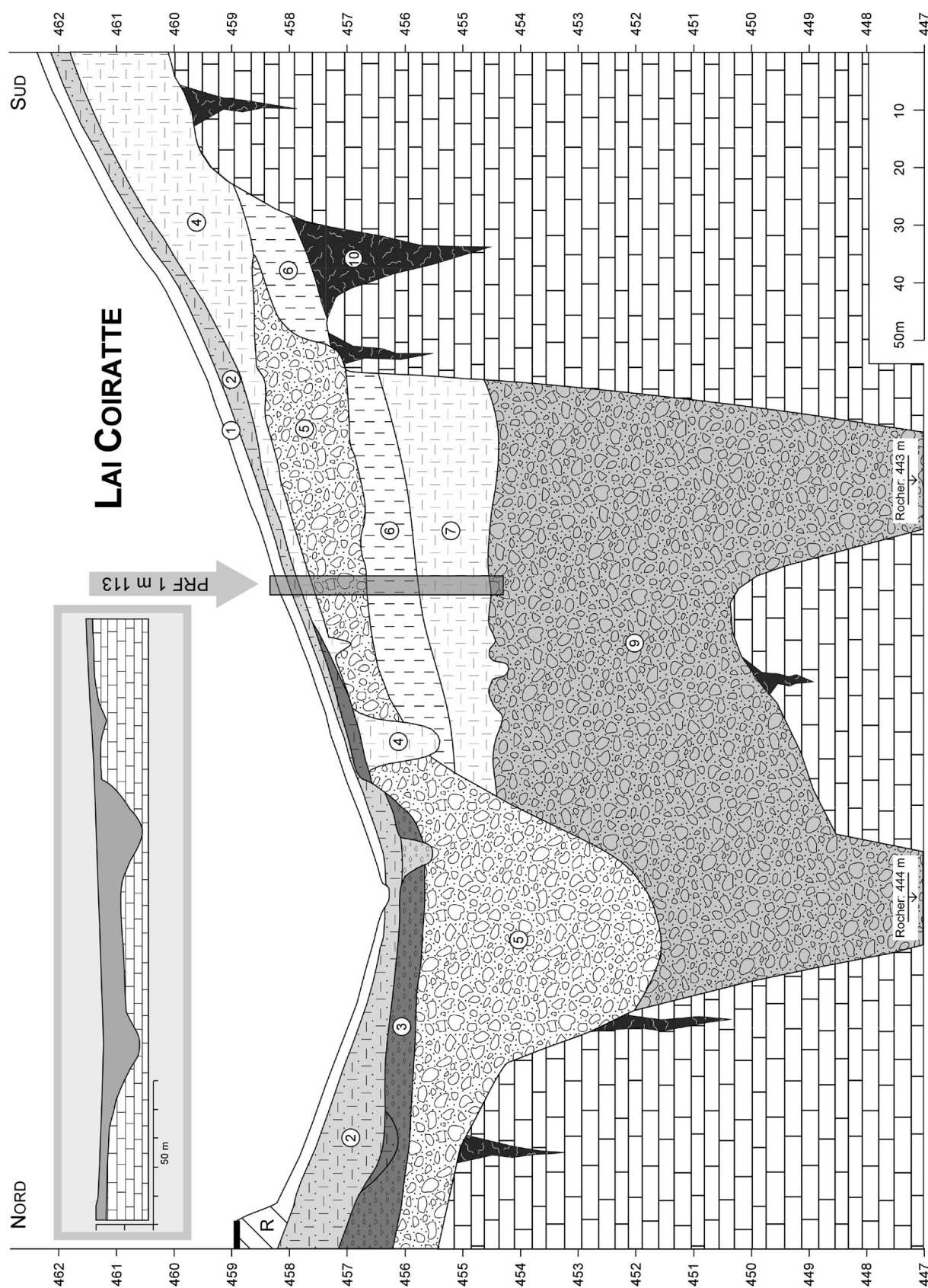


Fig. 7.17 Coupe stratigraphique synthétique de Chevenez, Lai Coiratte, à travers la vallée sèche de la Haute-Ajoie. Echelle verticale x10. Encart: coupe non déformée.

lame mince, des indices de ruissellement apparaissent nettement, tant pour E6 que pour E7 (Planches 10 et 11). On y observe notamment une fraction sableuse (< 5%), constituée de grains de quartz ou de fragments de coquilles jurassiques silicifiées (bivalves ou brachiopodes). Des papules (fragments d'argilanes remaniées) sont également présentes en grand nombre et le microlitage ou le granoclassement sont localement très bien préservés. Aucun trait pédologique n'est en place dans E6, hormis une illuviation poussiéreuse (également présente dans E7) qui remplit des terriers de lombrics (Planche 12-A). La situation est légèrement différente pour E7: bien que l'essentiel (> 90%) de la fraction argileuse (beaucoup plus importante que dans E6) y soit clairement exprimée sous forme de traits non-illuviaux, on observe également une génération d'argilanes assez fines liée à la porosité (Planche 12-B). Elles semblent traduire une phase d'illuviation argileuse développée *in situ*. Si tel est effectivement le cas, on pourrait, sur la base des datations OSL, rapporter cette phase de pédogenèse à l'interstade de la fin du Pléniglaciaire moyen (Denekamp). La très forte structuration polyédrique anguleuse de E7, visible tant macroscopiquement sur le terrain qu'en lame mince, recoupe cette phase d'illuviation. Elle fait place, vers E6, à une structure lamellaire. Cette succession structurale pourrait correspondre à une séquence de dessiccation par le gel (structure lamellaire de gel-dégel au sommet, passant, sous le front de gel, à une structure polyédrique). Dans cette hypothèse, cela traduirait un coup de froid très violent, mais pas forcément la présence d'un pergélisol (R. Langohr, communication personnelle, 2003).

Les graviers E5 sont présents sur la quasi-totalité de la section. Au N, ils constituent le comblement d'un chenal important qui drainait le thalweg de la vallée sèche de la Haute-Ajoie. Au S, ils forment une lentille chenalisée en provenance de la Combe Varu. Un autre chenal, plus récent mais également en provenance de la Combe Varu (E4), recoupe les graviers E5 non loin du thalweg de la vallée. S'y superpose une couche de silts humifères bruns d'âge protohistorique, elle-même entaillée vers le sud par une petite nappe de graviers humifères attribuée également à la Protohistoire. Finalement, des alluvions fines rapportées au Haut Moyen Age témoignent d'une reprise de l'écoulement de surface à cette période. Deux datations réalisées en base de E2 (PRF 1, m 215: C1 et C2, Annexe 3) ont effectivement livré des âges compris entre le V^{ème} et le VII^{ème} siècle de notre ère, soit la même période qui a vu la mise en place du faciès fluviatile carbonaté à la Combe Varu.

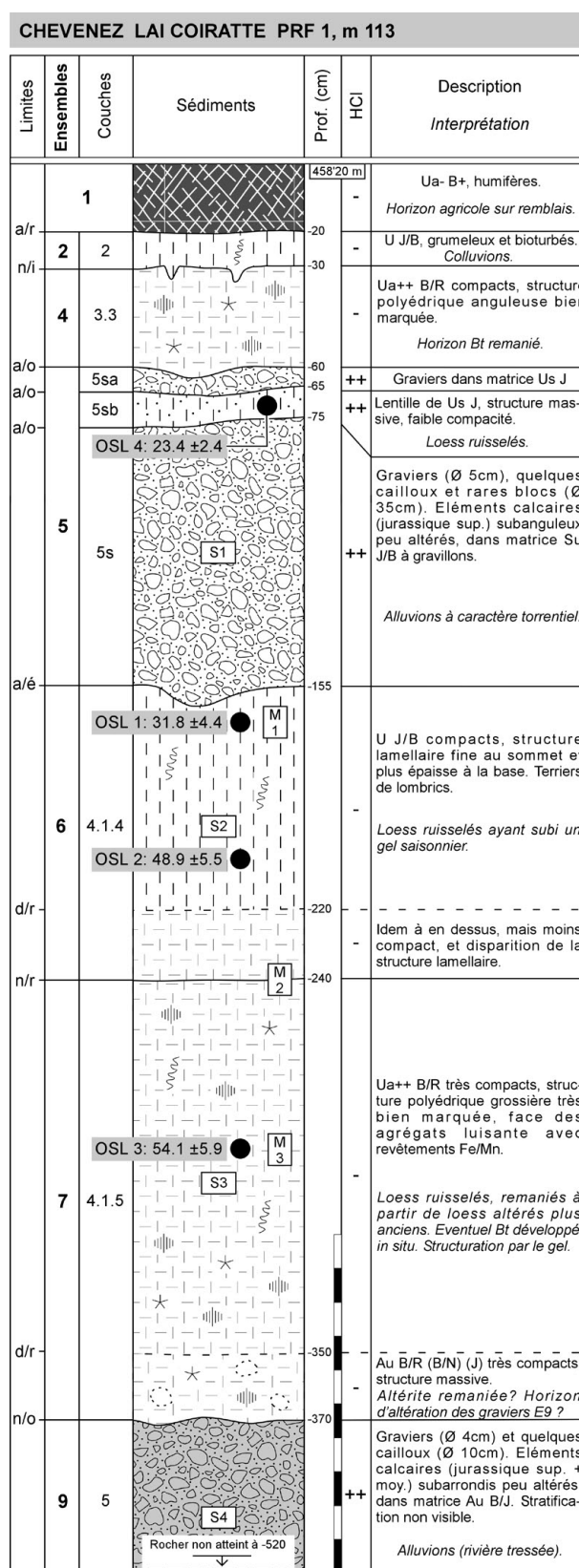


Fig. 7.18 Colonne stratigraphique relevée à Lai Coiratte, avec position des échantillons et des datations OSL (l'échantillon OSL4 provient du m 84 du PRF1; les échantillons S1, 2, 3 et 4 proviennent du sondage voisin S2 5172, situé 1 m à l'W).

Datations OSL

La figure 7.18) présente la colonne stratigraphique relevée au niveau du mètre 113 du PRF 1. Trois datations OSL y ont été réalisées (Annexe 2):

- OSL 1: 31.8 ± 4.4 ka BP
- OSL 2: 48.9 ± 5.5 ka BP
- OSL 3: 54.1 ± 5.9 ka BP

Les résultats, cohérents par rapport à la stratigraphie, permettent d'attribuer tant E6 que E7 au Pléniglaciaire moyen. Il faut toutefois relever l'écart important entre les datations OSL 1 et OSL 2, provenant toutes deux de E6 et séparées de seulement 40 cm. On notera également le recoupement partiel des datations OSL 2 et OSL 3 qui proviennent pourtant l'une de E6 et l'autre de E7, et qui sont distantes de 85 cm. Cette dispersion des résultats peut s'expliquer par le mode de sédimentation qui a procédé davantage par ruissellement que par accrétion éolienne. En outre, les taux de sédimentation calculés à partir des valeurs moyennes oscillent entre 0.2 et 0.02 mm/an, soit bien en dessous des taux généralement admis pour la sédimentation loessique dans le Fossé rhénan, de l'ordre de 1 à 2 mm/an (Chap. 7.2).

7.4.4.3 Chevenez, Combe Ronde

Longue de seulement un kilomètre, la Combe Ronde est une vallée relativement étroite qui incise la bordure méridionale du plateau de Bure selon une direction NNW-SSE avant de rejoindre la vallée sèche de la Haute-Ajoie.

Coupe synthétique

La coupe présentée (Fig. 7.19) synthétise les données des sondages mécaniques réalisés en 2002 dans la partie basse de la Combe Ronde (Fig. 7.12 et 7.14). La subdivision chronostratigraphique proposée à cette occasion (BRAILLARD 2003b) a été confirmée par plusieurs datations ^{14}C réalisées lors de la campagne de fouille qui a suivi en 2003 (AUBRY 2004, Annexe 3). Des sondages géophysiques (Chap. 7.5) ont été utilisés pour tracer le toit du rocher. A noter que l'épaisseur de quaternaire qu'ils indiquent (4 à 9 m, y compris 1.5 m de remblais modernes) est en bonne concordance avec celle livrée par les sondages carottés (CR-C1 à CR-C6) situés 300 m en amont dans le thalweg de la vallée (5.3 m de dépôts meubles au maximum). La coupe prend également en compte les remplissages karstiques à faune du Pléistocène supérieur (mam-

mouth, rhinocéros laineux, cheval) mis au jour lors de la campagne de prospection de 2003 dans la partie amont de la combe, à la cote 475 m environ (PAUPE ET BORGEAUD 2005). La genèse de ces remplissages, situés à la jonction entre la Combe Ronde et le petit vallon sec du Tchâfoué, a été dictée par la fracturation (croisement des systèmes de failles F1, F2 et F4, Fig. 3.24). Les travaux d'excavation réalisés à cet endroit pour la demi-jonction de Chevenez (A16) ont en outre mis en évidence un abaissement de quelques mètres du compartiment E par rapport au compartiment W (décalage des Marnes du Banné).

La section de la combe, assez étroite, a induit un empilement vertical des ensembles stratigraphiques. La présence des graviers E9 en fond de vallon est hypothétique. En effet, au vu du caractère fortement torrentiel des graviers E5 qui, à la Combe Ronde, comptent des blocs allant jusqu'à 70 cm de diamètre, il n'est pas sûr que des dépôts plus anciens que E5 aient pu être préservés en fond de vallon. En revanche, à l'W, de petites poches karstiques à remplissage de silts ruisselés (E6/7) ont été conservées. Des datations OSL indiquent un âge situé vers 60 ka BP pour leur mise en place (D. Aubry, communication personnelle, 2005), soit en bonne concordance avec les résultats obtenus à Lai Coiratte, à la Combe Varu et au Creugenat. Des niveaux de gélifracas anguleux très bien triés, constitués de calcaire Kimméridgien local emballés dans une matrice loessique, tapissent le pied du versant et viennent recouvrir les remplissages karstiques. Il s'agit de dépôts de pente qui s'apparentent à des grèzes litées, mis en place au Pléniglaciaire supérieur dans un contexte climatique de froid rigoureux. Une datation ^{14}C sur gastéropode a livré un âge Pléniglaciaire supérieur (environ 23'500 cal. BP) pour le sommet de cette unité, qui passe latéralement aux graviers torrentiels E5.

Une couche très argileuse de teinte brun-ocre a été attribuée à E4. Compacte et montrant généralement une structure polyédrique anguleuse, elle tapisse localement les graviers E5 et est interprétée comme un horizon illuvial (Bt) tardiglaciaire ou holocène ancien.

Des silts légèrement argileux humifères rattachés à E3 tronquent l'horizon illuvial E4 par l'intermédiaire d'un contact érosif. Il s'agit soit d'alluvions fines, soit de colluvions de pente provenant du démantèlement d'anciens sols redistribués par ruissellement dans l'axe du vallon. Ces couches traduisent des épisodes de ruissellement, mais moins exacerbés que ceux qui lui ont succédé au Moyen Age. Elles s'en distinguent par une

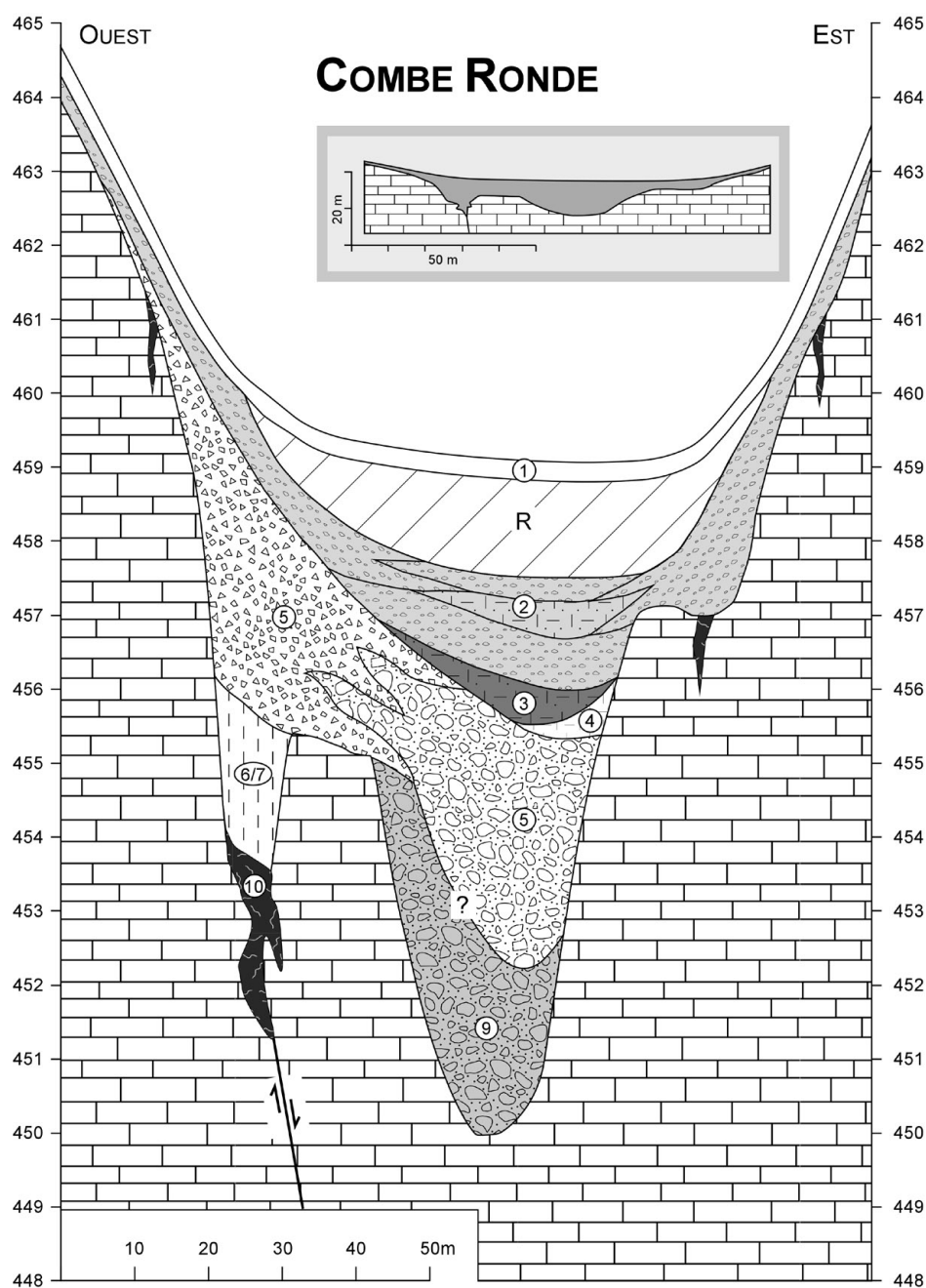


Fig. 7.19 Coupe stratigraphique synthétique à travers la Combe Ronde. Echelle verticale x10. Encart: coupe non déformée.

teinte brun-gris plus sombre et l'absence de réaction à l'acide chlorhydrique. Les éléments calcaires des rares passées graveleuses sont par ailleurs fortement altérés. Les datations ^{14}C situent la mise en place des couches de l'ensemble stratigraphique E3 entre la fin du Néolithique et le premier âge du Fer.

L'ensemble stratigraphique E2 se subdivise en plusieurs couches silteuses ou graveleuses dont le nombre et l'épaisseur augmentent des bords vers le centre du vallon où il dépasse un mètre de puissance.

Les niveaux fins sont constitués de silts brun-jaune peu humifères contenant quelques paillettes de charbon de bois disséminées dans la masse. Légèrement à fortement carbonatés selon leur contenu en gravillons calcaires, ils s'intercalent entre des passées graveleuses dont la matrice silteuse est également brun-jaune et faiblement carbonatée. Les éléments calcaires de ces passées plus grossières sont subanguleux et aplatis, peu altérés mais légèrement encroûtés de manganèse sur leur face supérieure et montrent parfois une orientation préférentielle qui traduit une direction de

courant. Dans les niveaux où le tri granulométrique est particulièrement mauvais, les éléments ne montrent aucune organisation particulière. Un fragment roulé de tuile gallo-romaine incorporé aux graviers indique une mise en place vraisemblablement médiévale, ce qui a été confirmé par deux datations ^{14}C (380-570 cal. AD à la base; 1'000-1'180 cal. AD au sommet). Ces alluvions traduisent donc une reprise de l'écoulement hydrique de surface au Haut Moyen Age. Les indices sédimentologiques ainsi que la géométrie des couches plaident en faveur de cours d'eau éphémères, allant de simples ruissellements de surface jusqu'à des dépôts à caractère torrentiel, et dont l'origine est probablement à chercher dans des exurgences karstiques en amont qui n'auraient fonctionné que sporadiquement, mais jusque vers le XII^{ème} siècle de notre ère.

Un épais remblai, probablement mis en place dans les années 1970 à l'occasion d'une réfection de la route cantonale (J.-C. Bouvier, communication personnelle, 2002) se superpose à E2. L'horizon humifère naturel a été décapé avant la pose des remblais et remplacé à leur sommet.

7.4.4.4 Chevenez, Combe en Vaillard

La Combe en Vaillard est parallèle à la Combe Varu et présente les mêmes caractéristiques géomorphologiques (Chap. 7.4.4.1). Le grand nombre de sondages mécaniques (280) réalisés sur la quasi-totalité de la combe, auxquels il faut ajouter les neuf profils stratigraphiques de référence (PRF), permettent de dessiner la morphologie du toit du rocher dans le fond de la combe (en précisant toutefois que, dans les 100 m les plus en amont, les contours sont supposés par manque de sondages approfondis). Un sillon creusé dans le rocher, large de 20 à 30 m et rempli par 3 à 6 m d'alluvions, apparaît très nettement (Fig. 7.20). Il est intéressant d'observer que ce sillon est légèrement divergent par rapport au thalweg du vallon qui, à cet endroit, dessine une courbe. En revanche, ce sillon est rectiligne sur 200 m de distance, selon une direction ($\text{N}025^\circ$) qui correspond exactement à la famille de failles F3 ($\text{N}025^\circ \pm 10$) mise en évidence à l'échelle régionale, et particulièrement bien exprimée à la station N° 2 de Courtedoux, 500 m à l'E (Fig. 3.5). Le toit du rocher a pu être bien observé tout le long du PRF 4 qui recoupe transversalement la combe dans sa partie aval: nettement karstifié et altéré dans les zones à faible couverture quaternaire (à l'E et à l'W), il ne présente par contre pas de frange d'altération dans la partie centrale de la combe où il est en contact direct avec les graviers E5. Mais la morphologie karstique

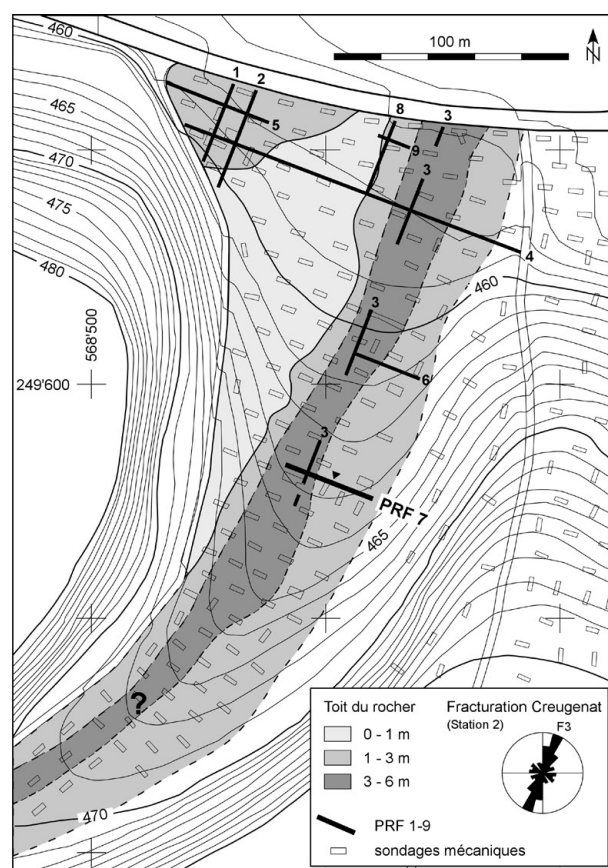


Fig. 7.20 Morphologie du toit du rocher dans le fond de la Combe en Vaillard et situation de la coupe stratigraphique PRF 7. A noter la direction $\text{N}025^\circ$ du sillon quaternaire, correspondant exactement à la famille de fractures F3 ($\text{N}025^\circ \pm 5$).

y demeure toutefois nettement visible. Des crevasses karstiques y ont notamment été rencontrées (Planche 8). Elles sont remplies dans leur sommet par des graviers E5 qui passent en profondeur à de la terra fusca. Un essai d'infiltration d'eau a montré que ces conduits ne sont en outre pas totalement colmatés et donc toujours en partie fonctionnels.

Sur la base de ces informations, on peut interpréter le sillon à remplissage pléistocène de la Combe en Vaillard comme le résultat d'une fragilisation primaire d'origine tectonique, exploitée et agrandie postérieurement par le double jeu de la dissolution karstique et du débâlement fluvial.

Coupe stratigraphique (PRF 7)

La coupe présentée se situe dans une portion encore relativement resserrée de la vallée, juste avant que celle-ci ne s'ouvre plus largement sur la vallée sèche

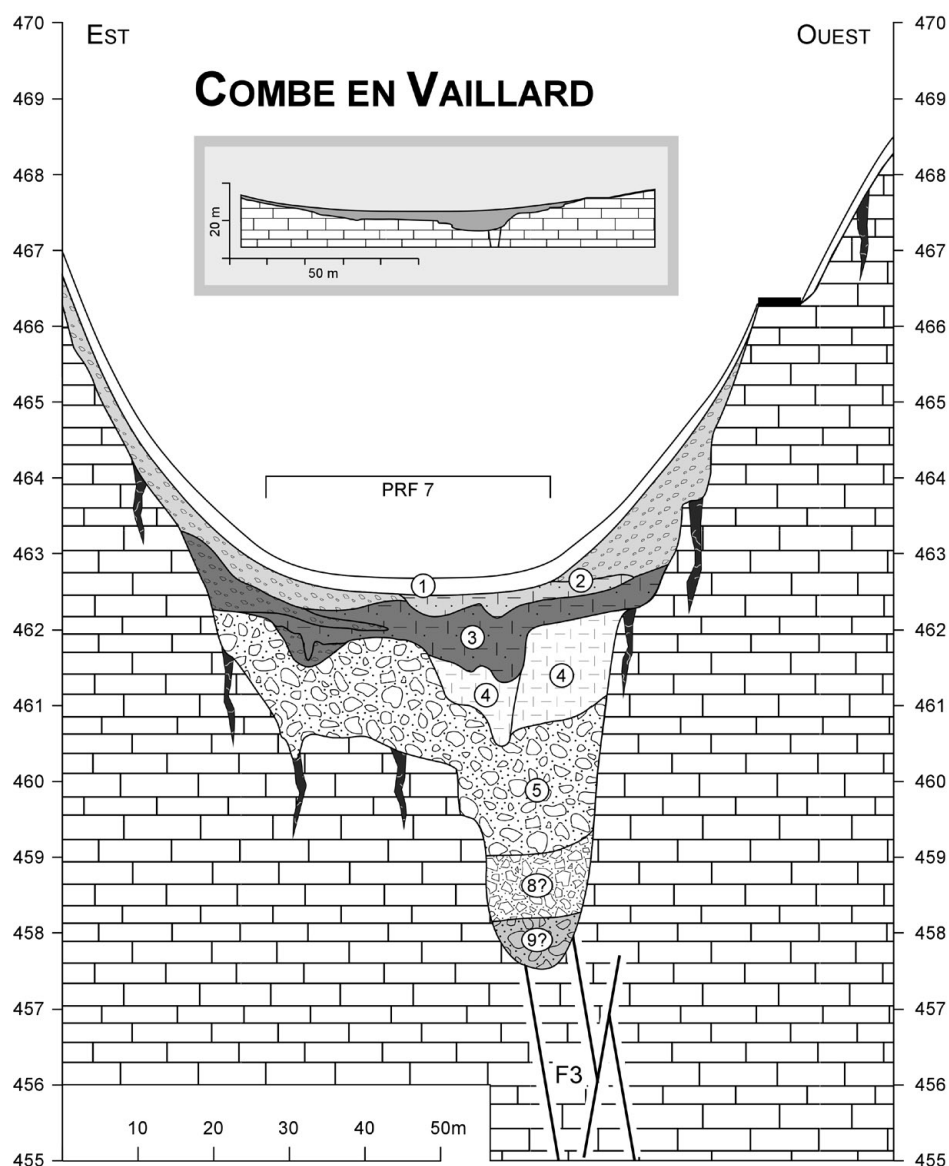


Fig. 7.21 Coupe stratigraphique à travers la Combe en Vaillard, au niveau du PRF 7. Echelle verticale x10. Encart: coupe non déformée.

de la Haute-Ajoie (Fig. 7.14). Elle correspond à la coupe de référence PRF 7, prolongée de part et d'autre jusque sur les flancs de la combe qui est représentative de la partie centrale du vallon où le développement stratigraphique est maximal (Fig. 7.20).

La partie basale du remplissage est constituée par des graviers. En l'absence de niveaux fins (E6/7), la distinction entre les graviers E5 et E9 n'est malheureusement pas facile à établir. Cependant, en tenant compte d'un niveau métrique de petits graviers anguleux, similaire à l'ensemble stratigraphique E8 défini à la Combe Varu, il est possible de proposer que l'extrême base du remplissage corresponde aux graviers E9, alors que la plus grosse partie serait à attribuer à E5 (Fig. 7.21).

Un chenal rattaché à E4 est venu entailler les graviers pléniglaciaires. Il a ensuite été lui-même entaillé lors d'un épisode fluvial bien marqué qui tronque des dépôts loessiques fortement bioturbés, dont les traces d'anciennes racines pourraient correspondre à une forêt développée à la faveur du réchauffement climatique de l'Holocène ancien. Il paraît donc logique de placer l'incision de ce chenal durant le Mésolithique récent, ou peut-être plus tardivement au Néolithique. Totalement exempt de charbons de bois et de matière humifère, il est en tous les cas antérieur aux défrichements anthropiques protohistoriques dont les traces apparaissent avec l'ensemble E3, ici assez nettement chenalisé. Les trois datations ^{14}C réalisées à la Combe en Vaillard sur des chenaux rattachés à E3 ont livré des âges Bronze moyen et Néolithique final (Annexe 3). Le comblement

de la vallée sèche se termine par quelques décimètres d'alluvions fines médiévales. Contrairement aux autres vallées sèches voisines, l'ensemble stratigraphique E2 n'est ici que peu développé.

7.4.4.5 Courtedoux, Creugenat

La zone sondée s'étend sur toute la largeur de la vallée sèche de la Haute-Ajoie qui constitue le déversoir occasionnel du Creugenat (Fig. 7.22). En plus des sondages mécaniques, la stratigraphie a été particulièrement bien documentée entre le lit actuel du Creugenat et la route cantonale, à l'occasion de la fouille d'un site du Haut Moyen Age, préservé de l'érosion du cours d'eau temporaire par l'avancée d'un petit promontoire rocheux qui détermine le rétrécissement de la vallée et le virage de la route cantonale.

Coupe synthétique

La coupe synthétique présentée (Fig. 7.23) se base, en rive gauche, sur les données des PRF 3, 4 et 5, où le développement stratigraphique est le plus important, sans doute en raison de la présence d'une petite combe latérale marquée à l'amont. En rive droite, le PRF 6 a permis de détailler le sommet des dépôts dont la base a été reconnue par les sondages mécaniques.

Le toit du rocher a été tracé sur la base des forages réalisés au droit de chaque pile des deux varian-

tes des futurs viaducs qui enjamberont le Creugenat (MFR, 2001). Au fond de la vallée, il ne présente pas de frange d'altération. Sa régularité et sa faible profondeur d'apparition sont étonnantes. On aurait effectivement pu s'attendre à un surcreusement dans cette partie resserrée de la vallée sèche de la Haute-Ajoie. L'une ou l'autre échancrure reste toutefois envisageable, notamment au droit du lit actuel du Creugenat, où aucun forage n'a été creusé.

La partie inférieure du remplissage est constituée par des graviers. En rive gauche du Creugenat, ils sont recouverts par un niveau de silts ruisselés datés par OSL du Pléniglaciaire moyen (E6). Dès lors, ils peuvent être rattachés à l'ensemble stratigraphique E9. En rive droite par contre, où la morphologie de la vallée a induit – et induit toujours – un hydrodynamisme accru, ces graviers ont vraisemblablement été tronqués et érodés jusqu'au rocher lors des écoulements torrentiels qui ont conduit à la sédimentation des graviers E5 au Pléniglaciaire supérieur. Une grèze litée (E5) affectée par des phénomènes de solifluxion tapisse le pied du versant tout le long de la route cantonale (Planche 8). Elle semble contemporaine avec le sommet des graviers torrentiels E5. Elle est recouverte par un placage de loess remaniés, souvent très fortement altérés, qui présentent toutes les caractéristiques d'horizons illuviaux Bt, mais dont l'arrangement stratigraphique (petits niveaux lenticulaires avec contact basal érosif) indique un remaniement postérieur, soit

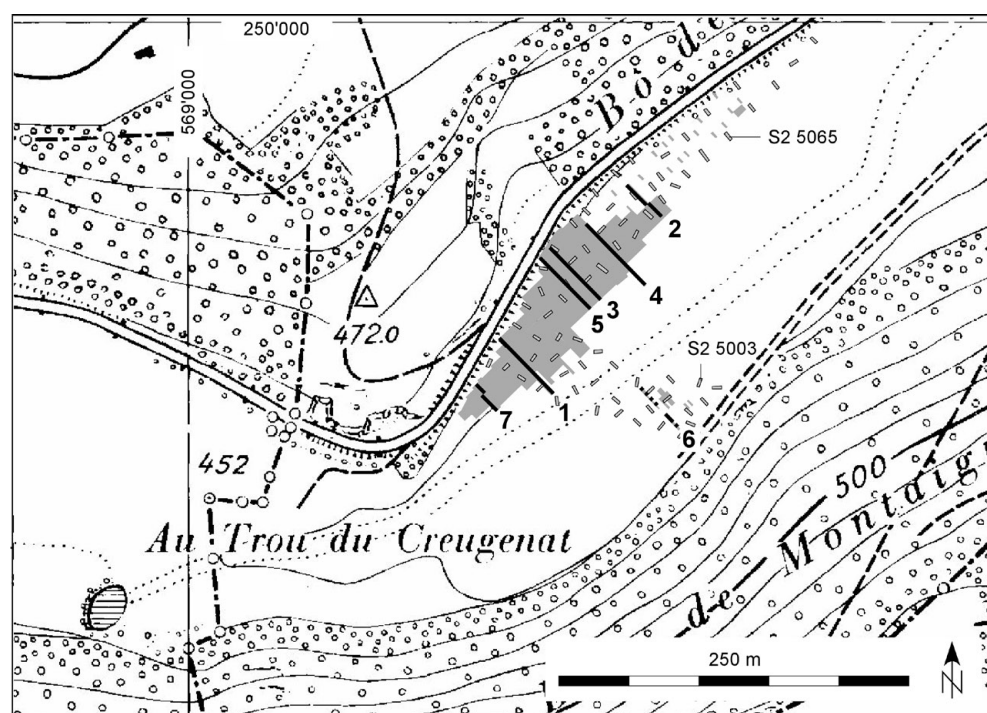


Fig. 7.22 Situation des sondages, des fouilles archéologiques et des coupes de référence PRF 1-7 sur le site de Courtedoux, Creugenat. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

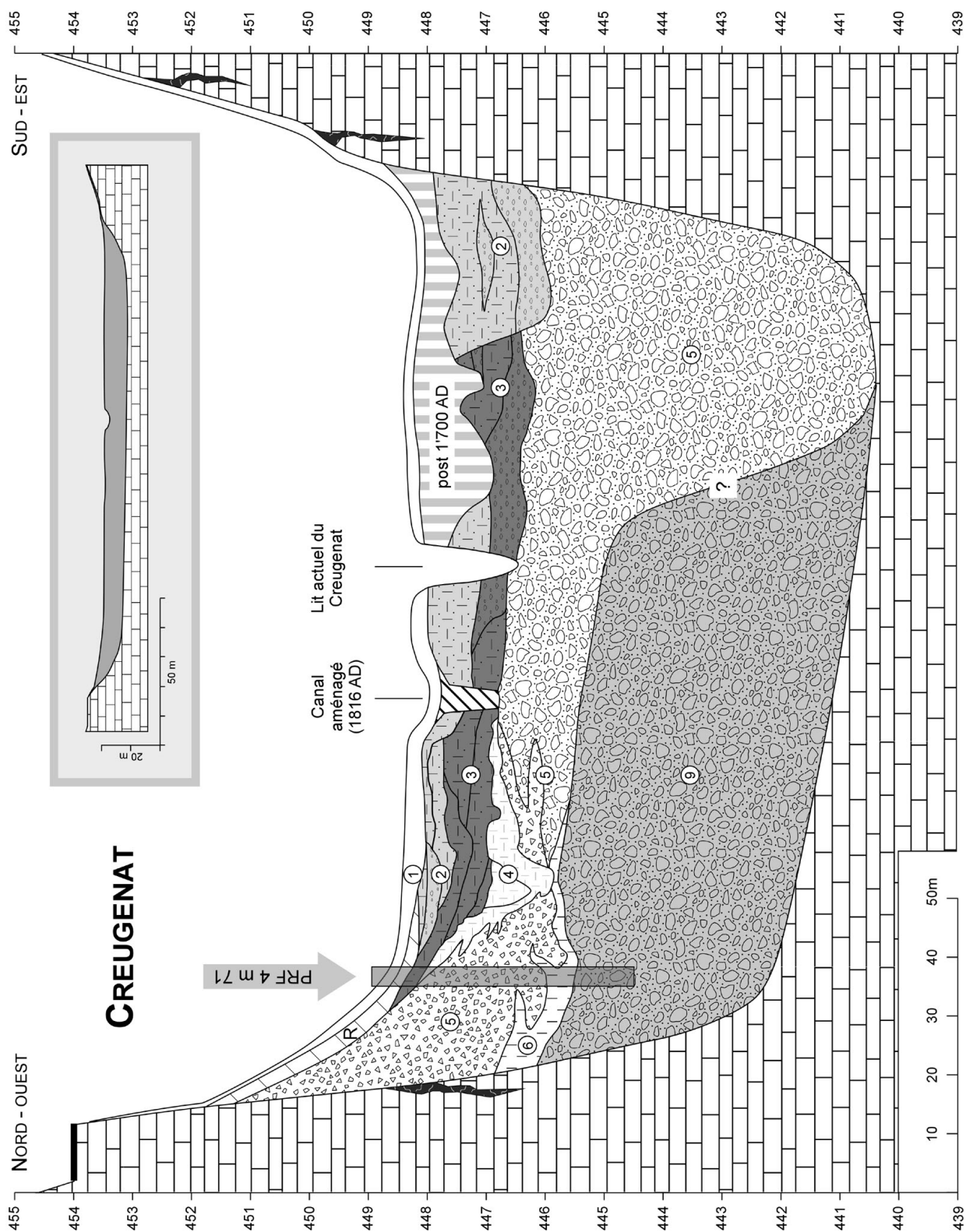


Fig. 7.23 Coupe stratigraphique synthétique à travers la vallée sèche de la Haute-Ajoie, 400 m en aval du gouffre émissif du Creugenat. Echelle verticale x10. Encart: coupe non déformée.

par solifluxion sur la pente, soit dans un système canalisé plus au S. Un chenal bien marqué orienté SW-NE peut être situé vers la fin du Mésolithique, si l'on en croit une datation ^{14}C qui a livré un âge Néolithique moyen pour la couche qui lui est directement superposée (c 3.2.3, PRF 5, Annexe 3).

En rive gauche du Creugenat, les dépôts humifères de l'ensemble stratigraphique E3 sont constitués essentiellement de colluvions ou d'alluvions fines, non graveleuses. La bande de terrain qui longe la route cantonale, légèrement surélevée par rapport au lit du Creugenat, devait en effet être abritée des crues par le petit promontoire rocheux qui s'avance dans la plaine en amont. Tout au N, l'ensemble E3 est le plus souvent matérialisé par une seule couche (c 3.1.1) intensément bioturbée à la base, et interprétée comme un ancien sol développé sur colluvions. Vers le sud, c'est-à-dire en direction de la plaine du Creugenat, l'ensemble E3 s'épaissit considérablement. Cette dilatation des couches est liée au changement d'environnement sédimentaire: colluvial sur la partie haute et alluvial du côté de la plaine du Creugenat. Les charbons prélevés dans cette partie basse, qui offre une meilleure résolution stratigraphique, indiquent un intervalle de temps pour la mise en place de E3 allant du Néolithique moyen (c 3.2.3) au second âge du Fer (c 3.1.1 base) (Annexe 3).

En rive droite du Creugenat par contre, l'ensemble E3 est constitué davantage par des alluvions grossières. La complexité stratigraphique causée par les nombreuses troncatures d'érosion traduit le régime irrégulier et le caractère torrentiel des débordements du Creugenat. Un chenal d'érosion gallo-romain qui a recoupé des alluvions protohistoriques y a notamment été enregistré le long du PRF 6 (Fig. 7.24).

Les dépôts médiévaux de l'ensemble stratigraphique E2 répondent à la même logique sédimentaire que ceux de E3. Peu épais et constitués de colluvions ou d'alluvions fines en rive gauche, ils développent un faciès franchement grossier en rive droite du Creugenat où ils ont légèrement surcreusé le toit des graviers E5. Deux datations ^{14}C réalisées à la base de ces alluvions, dans le sondage S2 5003, indiquent un âge situé entre 430 et 900 cal. AD, soit Haut Moyen Age. Une troisième datation, réalisée dans le même contexte stratigraphique mais plus au N et en rive gauche du Creugenat (S2 5065, 340-660 cal. AD), confirme ces résultats.

Un paquet de silts décarbonatés de teinte jaune-brun à gris-brun clair, homogènes et qui ne montrent pas d'évolution pédologique, a été rencontré en rive droite du Creugenat. Ils contiennent localement des tessons de céramique vernissée qui indiquent une mise en place pendant ou après le 18^{ème} siècle. Pouvant totaliser jusqu'à 150 cm d'épaisseur, leur genèse n'est pas clairement établie. Ils pourraient correspondre à des alluvions récentes du Creugenat, éventuellement corrélables à la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire (environ 1250-1850 cal. AD), mais peut-être aussi à des remblaiements artificiels. En effet, il faut garder à l'esprit que le Creugenat a fait l'objet de divers aménagements au début du 19^{ème} siècle. En rive gauche, l'un des canaux artificiels creusés en 1816 (qui figurent sur les plans cadastraux de 1847, Chap. 2.4.2.1), a du reste été retrouvé sur les coupes des PRF 1 et 4.

Un remblai, dont l'âge récent a été confirmé par une datation ^{14}C , coiffe les colluvions de pente dans la partie NW du site. Il est lié à la construction ou à une réfection de la route cantonale, ceci assurément après le XVII^{ème} siècle, le plus probablement entre 1720 et 1890.

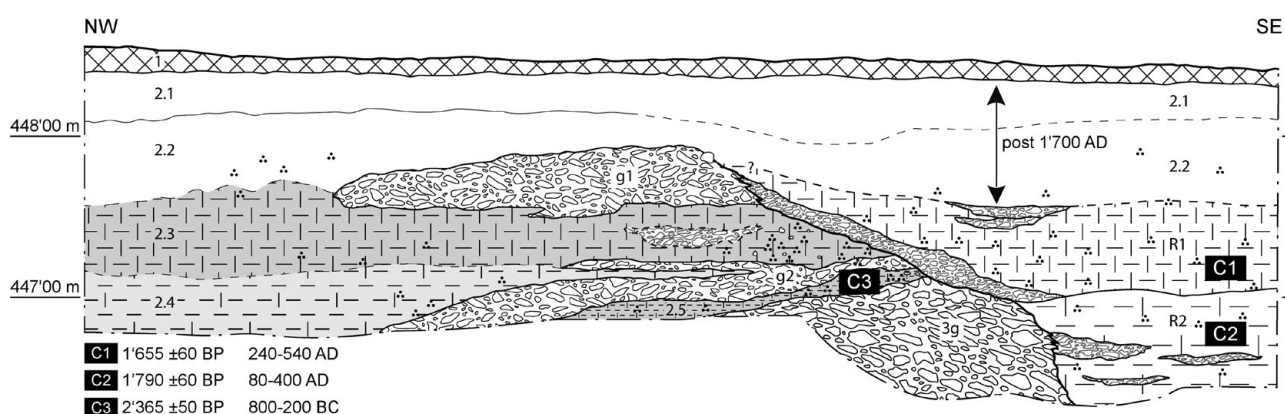


Fig. 7.24 Extrait de la coupe de référence PRF 6 illustrant le type de sédimentation à l'aval du Creugenat: alluvions protohistoriques recoupées par un chenal de crue à la période gallo-romaine.

Fonctionnement du "Paléo-Creugenat"

La position des sondages et du site archéologique, 400 m en aval du gouffre émissif du Creugenat, est intéressante dans l'optique d'une reconstitution de ses débordements. La stratigraphie rencontrée permet d'affirmer que le Creugenat fonctionne depuis l'Holocène, voire peut-être durant le Tardiglaciaire déjà, selon les modalités qu'on lui connaît aujourd'hui, à savoir une alternance de crues plus ou moins importantes. S'il est impossible de reconstituer précisément la fréquence ou le débit des crues par le passé, il faut souligner que les charbons prélevés à l'extrême base des dépôts humifères, juste au-dessus des alluvions grossières du Pléniglaciaire supérieur, ont livré des âges étonnamment jeunes: ils s'insèrent en effet dans le Haut Moyen Age. Ces résultats suggèrent une fréquence accrue des épisodes de débordements par rapport à la situation actuelle, voire peut-être même des phases de quasi-pérennité du cours d'eau. Ils s'inscrivent de façon parfaitement conforme avec la reprise des écoulements hydriques de surface constatée, pour cette même période, à la Combe Varu, à Lai Coiratte et à la Combe Ronde.

Datations OSL

La figure 7.25 présente la colonne stratigraphique relevée au niveau du mètre 71 du PRF 4. Deux datations OSL y ont été réalisées (Annexe 2):

- OSL 1: 49.48 ± 5.18 ka BP
- OSL 2: 49.55 ± 5.23 ka BP

Ces résultats situent la mise en place des loess ruisselés E6 au Pléniglaciaire moyen, conformément aux datations réalisées dans ce même ensemble lithostratigraphique sur les sites de Lai Coiratte et Combe Varu. En outre, la position stratigraphique de E6, sous les grèzes litées E5 et sur les graviers E9, confirme l'âge Pléniglaciaire supérieur des premières et impose un âge antérieur au Pléniglaciaire moyen pour les seconds.

La quasi-contemporanéité des deux résultats n'est pas étonnante, eu égard au caractère ruisselé du dépôt qui a très bien pu se déposer rapidement. Il faut en outre tenir compte des grandes marges d'erreur imposées par la méthode.

Palynologie et anthracologie

Un seul des 12 échantillons palynologiques pré-

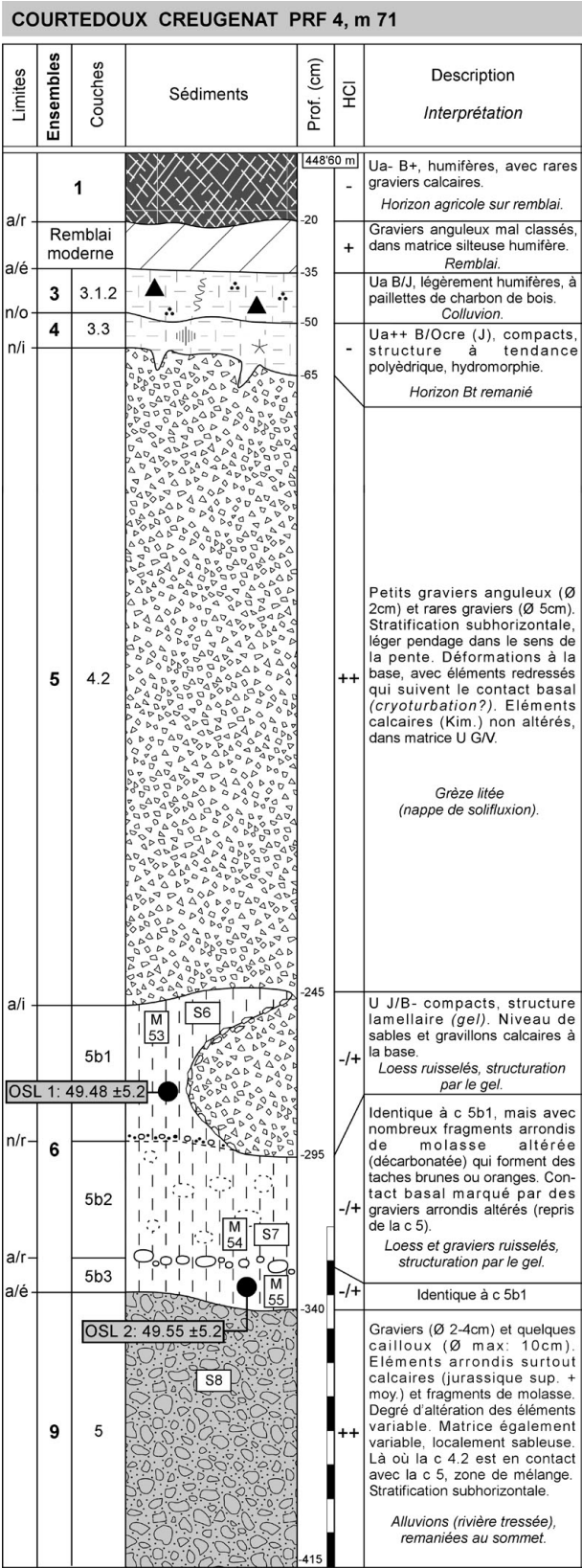


Fig. 7.25 Colonne stratigraphique relevée sur le site de Courtedoux, Creugenat, avec position des échantillons et des datations OSL.

levés sur les différents sites archéologiques, dans les ensembles stratigraphiques E2 à E6, a livré un résultat exploitable, la forte corrosion des pollens des autres échantillons ayant rendu leur détermination impossible. Cet échantillon provient des loess ruisselés E6 de Courtedoux, Creugenat. Il a été prélevé dans la couche 5b du PRF 4 (m 82) qui est interstratifiée et solifluée entre les gélifractions de pente (E5, c 4.2) et les graviers fluviaux de fond de vallée (E9, c 5). Cette couche a livré de rares pollens de pin (*Pinus* sp.) bien préservés, mais aucun autre pollen, et pas de corrosion différentielle non plus (Anne-Marie Rachoud-Schneider, communication personnelle, 2002). Ceci indique un contexte très froid, et la quasi-absence de végétation dans les environs lors du dépôt de cette couche. En effet, dans le cas contraire, d'autres spores ou pollens auraient dû être retrouvés dans l'échantillon, ce qui n'a pas été le cas. Il est en outre connu que les pollens de pin (bisaccates) sont souvent transportés sur de grandes distances.

Sous lame mince, des microcharbons (0.2-1 mm) ont également été observés dans les couches 5b1, 5b2 et 5b3 (Planche 11-A, B, C, D). La plupart sont arrondis et encroûtés d'un film ferro-manganique noir. L'un d'entre eux pourrait être un fragment de bois, car il présente des variations dans l'arrangement des cellules qui semblent correspondre à des cernes de croissance, mais la plupart semblent provenir de feuilles, de mousses ou d'herbacées (Angela Schlumbaum et Christoph Brombacher, communication personnelle, 2005). Ils témoignent d'un interstade ou d'un interglaciaire.

La contradiction qui semble poindre de la comparaison entre ces deux résultats divergents n'est qu'apparente. Les charbons ont en effet très probablement été remaniés durant un épisode de froid rigoureux du Pléniglaciaire moyen, au même titre que les papules argileuses ou la fraction sableuse que l'on retrouve aussi en lame mince, à partir d'un sol interglaciaire ou interstadiaire plus ancien, peut-être éémien.

7.4.4.6 Porrentruy, Grand' Fin

La coupe stratigraphique construite par AUBRY (1995) à Porrentruy, Grand' Fin, dans le prolongement aval de vallée sèche de la Haute-Ajoie (coupe G, Fig. 7.31) complète utilement les cinq coupes de la région du Creugenat. En effet, le type et la géométrie des différents ensembles sédimentaires, reconnus lors d'une campagne de sondages archéologiques en 1994 (PAUPE 1995), s'intègre parfaitement à la stratigraphie telle

qu'elle a été définie dans les environs du Creugenat. Toutefois, l'interprétation chronologique doit être revue puisque, comme le souligne l'auteur, elle ne se basait alors sur aucune datation absolue. Avec le recul, on peut aujourd'hui regretter cette absence de datation, car le bon développement stratigraphique observé à Porrentruy, Grand' Fin n'a été retrouvé par la suite que localement, à Lai Coiratte. En effet, aux environs du gouffre émissif du Creugenat, la section de la vallée sèche est nettement plus resserrée qu'à Grand' Fin. Cette configuration morphologique y a favorisé l'érosion du substrat par la rivière subaérienne et le transit des matériaux superficiels, plutôt que leur sédimentation.

Sur la base des descriptions lithostratigraphiques, on peut corréliser les graviers inférieurs e5 (rattachés par Aubry au Pléniglaciaire supérieur ou au Tardiglaciaire) aux graviers E9 et les graviers supérieurs e3b (attribués au Tardiglaciaire ou à l'Holocène ancien) aux graviers E5. Les silts loessiques (e4a et e4b) qui les séparent correspondraient quant à eux aux loess ruisselés E6/7 (Fig. 7.26).

Il faut encore préciser ici que, contrairement à ce que la coupe pourrait suggérer, il n'y a pas de lien génétique entre le paléochenal creusé dans la molasse et le lit actuel du Creugenat. En effet, les sondages mécaniques ont montré que le bord du paléochenal est de direction W-E, soit divergent d'environ 30° par rapport au lit du Creugenat, qui est du reste à cet endroit endigué le long de la route. En outre, les graviers fluviaux E9 se situent tout autant en aval qu'en amont du gouffre émissif du Creugenat. Celui-ci n'est donc pas responsable de l'alluvionnement ancien dans le fond de la vallée sèche.

7.4.5 Compléments analytiques

7.4.5.1 Géochimie

Sur la base de quelque 130 échantillons de couches sédimentaires analysées, on constate que les variations des paramètres géochimiques entre les différentes unités stratigraphiques sont faibles (Tab. 7.1). La géochimie ne peut donc servir de critère de diagnostic à elle seule, mais elle complète et confirme l'observation de terrain. On notera par exemple la corrélation positive entre pH et carbonates avec des valeurs faiblement acides (environ 6.5) en l'absence de carbonates et légèrement basiques (7-7.5) en leur

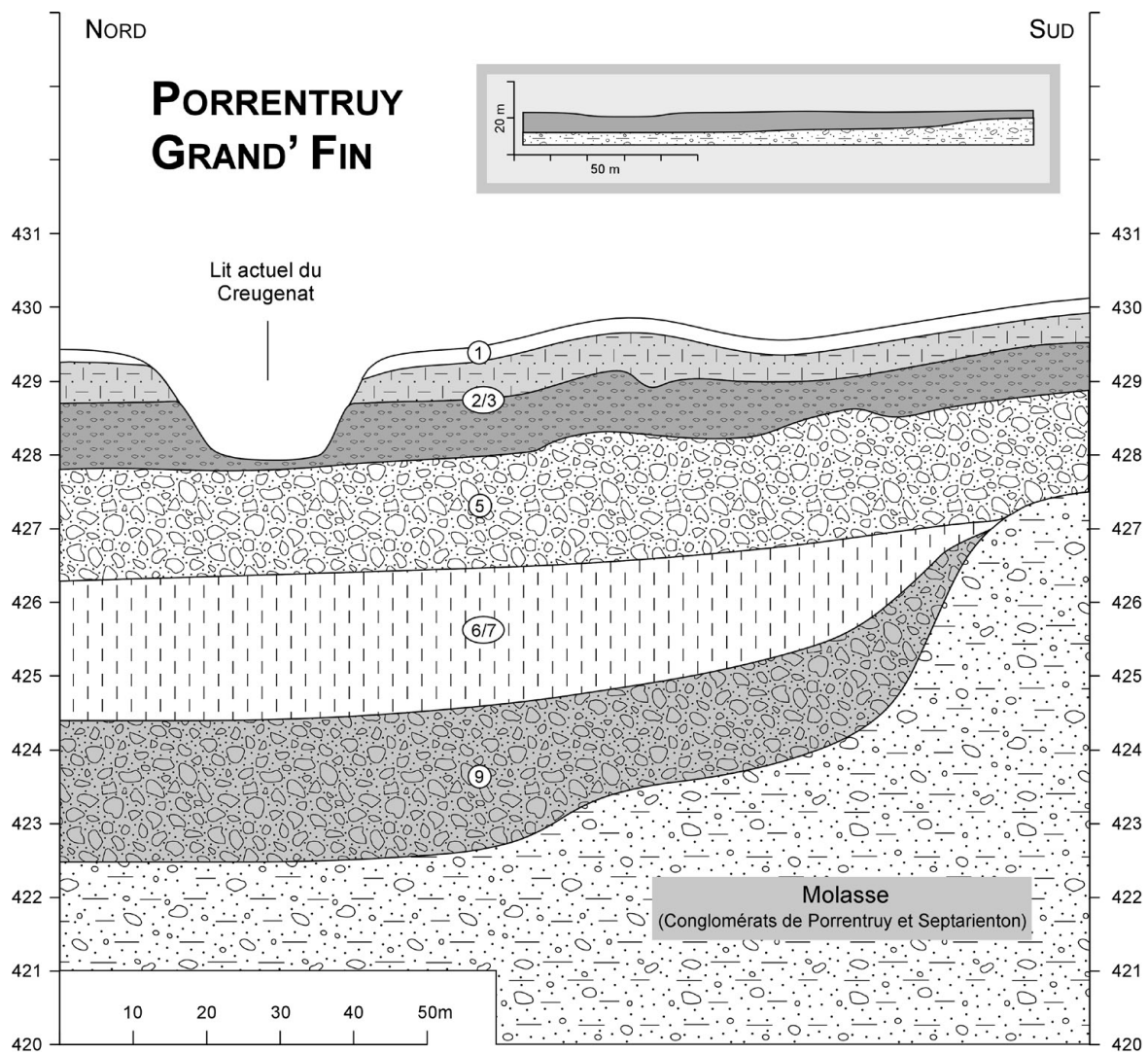


Fig. 7.26 Coupe stratigraphique simplifiée de Porrentruy, Grand' Fin. Modifié d'après AUBRY 1995. Echelle verticale x10. Encart: coupe non déformée.

présence. Les taux d'humus et de matière organique ne sont marqués que dans les ensembles supérieurs E1 à E3 qui constituent le colluvio- alluviosol supérieur des vallées sèches. La similitude de ces deux paramètres entre l'horizon agricole actuel (E1) et l'ensemble E3 confirme que ce dernier s'est formé à partir du démantèlement anthropique d'un ancien horizon A de surface, à l'arrivée des premiers agriculteurs dans la région. A noter que les taux de matière organique ne sont pas indiqués pour les ensembles inférieurs, car ces derniers sont souvent marqués par l'hydromorphie, et les valeurs obtenues (par calcination à 1000°C) sont faussées par la décomposition des hydroxydes de fer et de manganèse.

Ensembles	Carbonates (%)	Mat. org. (%)	Humus (u.c.)	pH (KCl)
E1	0	8.5 - 10	0.25 - 0.7	4.7 - 6.6
E2	0 - 22	4 - 7.5	0.05 - 0.4	5.2 - 7.5
E3	0	5 - 8.5	0.2 - 0.9	5.3 - 7.1
E4	0	-	0 - 0.025	5.6 - 6.9
E5	10 - 42	-	0	7.1 - 7.4
E6	0 - 14	-	0	7 - 7.4
E7	0	-	0.025	6.7
E8	0 - 10	-	0	6.8 - 7.2
E9	17 - 42	-	0	7.2 - 7.4
E10	0	-	0 - 0.01	6.5 - 7

Tab. 7.1 Géochimie des unités stratigraphiques E1 à E10. Analyses effectuées sur la fraction fine (< 0.5 mm) du sédiment.

7.4.5.2 Granulométrie

Les courbes et paramètres granulométriques des 130 échantillons analysés ont souvent été utiles pour préciser le diagnostic de terrain ou confirmer des corrélations hypothétiques. Ce paragraphe se limitera toutefois à présenter quelques courbes caractéristiques (Fig. 7.27). Deux modes principaux ressortent: le premier est situé dans la classe des silts, entre 5 et 50 microns. Il est d'origine loessique et caractérise l'ensemble E6/7. Le second, plus étalé, correspond aux graviers et cailloux (entre 0.5 cm et 10 cm) qui composent le 75% des alluvions E5 et E9. Les grèzes litées (E5 et E8) présentent des courbes bimodales où chacun de ces deux modes constitue grosso modo le 50% du poids total. Un redressement dans la fraction des petits graviers, entre 1 et 3 cm, est à signaler pour ces dernières. Il correspond à des gélifracts anguleux. Les teneurs en argiles sont faibles (< 25%), sauf pour les altérites (E10) qui peuvent en contenir jusqu'à 50%. La fraction des sables, avec environ 5 à 10% de poids seulement, est également très peu représentée.

Comme entrevu sur le terrain, le caractère plus hétérométrique des alluvions torrentielles E5 par rapport aux alluvions E9 est confirmé par les courbes granulométriques ainsi que par le diagramme So/Md (Fig. 7.28): les premières sont effectivement légèrement moins bien classées et plus grossières que les secondes.

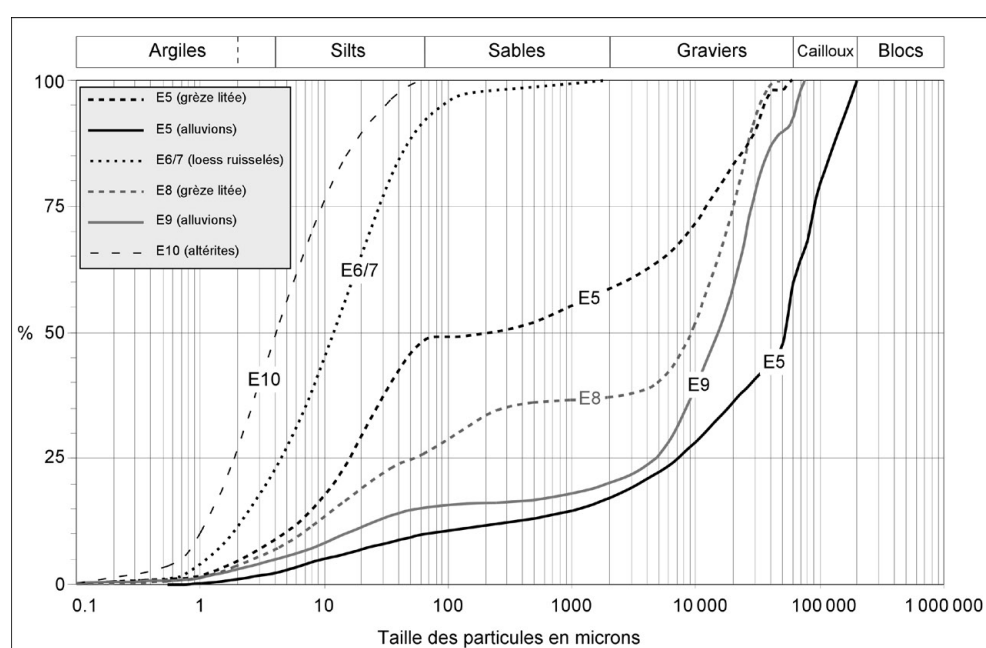
Sur le détail du diagramme So/Md, on constate que les loess ruisselés E6/7 se regroupent autour d'une médiane (Md) située à 15 microns. L'asymétrie (Sk) est quant à elle située entre 0.7 et 0.9 pour E6/7. Les loess de l'ensemble stratigraphique E4, remaniés et altérés depuis E6/7, présentent des valeurs proches, mais plus étalées (Md entre 7 et 20 microns). Avec des valeurs So situées entre 1.9 et 2.8, ces sédiments (E6/7, E4) peuvent être qualifiés de très bien à bien classés. L'échantillon le plus argileux (Md: 4 microns) correspond à une argile de décarbonatation prélevée dans la frange d'altération du bedrock à Lai Coiratte.

On relèvera encore que, à part les alluvions sableuses médiévales (E2) de Chevenez, Combe Varu (So entre 2.5 et 3.5; Md entre 17 et 24 microns), les alluvions humifères graveleuses rattachées à E3 et E2 sont très mal classées (So > 20; Md entre 0.4 et 1.5 cm), ce qui confirme le caractère épisodique des écoulements qui les ont charriées.

7.4.5.3 Morphoscopie

Les éléments des alluvions et des grèzes des ensembles stratigraphiques E5, E8 et E9 ont été conservés après tamisage dans le but d'en détailler la morphoscopie. Le corpus comprend neuf échantillons (E5: 3 éch. d'alluvions et 1 éch. de grèze litée; E8: 1 éch.; E9: 4 éch.), chacun subdivisé en huit fractions granulomé-

Fig. 7.27 Courbes granulométriques cumulatives représentatives des ensembles sédimentaires E10 à E5.



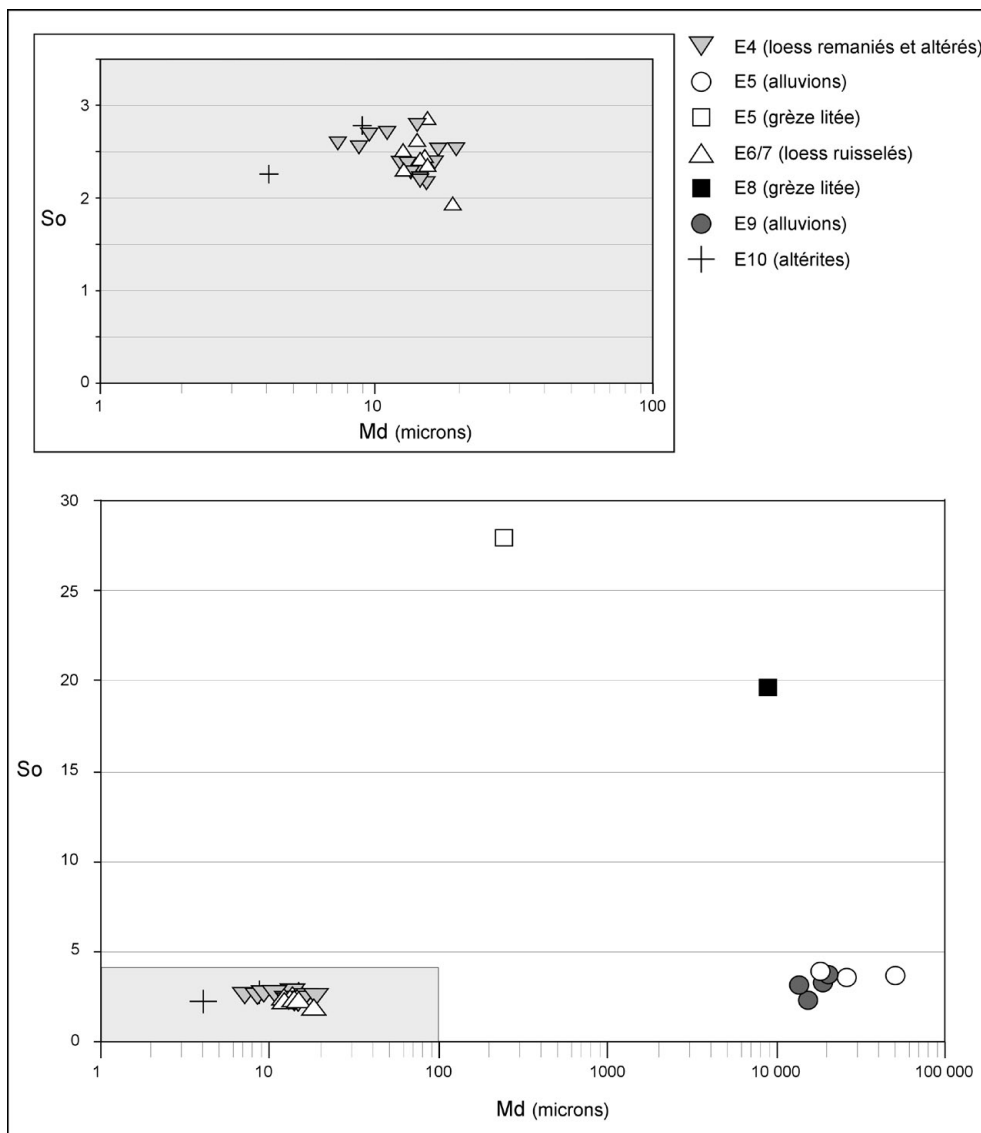


Fig. 7.28 Paramètres granulométriques des sédiments rattachés aux ensembles stratigraphiques E4 à E10.

triques (5-10 mm; 10-20 mm; 20-30 mm; 30-40 mm, 40-50 mm; 50-60 mm; 60-80 mm; 80-100 mm). Le total représente environ 100 kg.

Grèzes litées (E5, E8)

L'échantillon de grèze litée prélevé sur le site de Courtedoux Creugenat au niveau du PRF 3 dans la couche 4.2.3 (E5) présente des éléments anguleux, aplatis ou subsphériques (classes morphoscopiques 5c, 5b. Fig. 7.10) (Planche 13-A).

Le caractère anguleux des éléments de la grèze litée qui forme la base de la petite nappe de solifluxion de la Combe Varu est en revanche moins bien marqué (classes 4b, 4c).

Alluvions (E5, E9)

Le passage en revue de chaque fraction a révélé la grande hétérogénéité de la forme des éléments, et ce tant à l'intérieur d'une même fraction qu'entre les différentes fractions d'un même échantillon (Planches 13-B, 14, 15). Il a dès lors été impossible de retenir une seule fraction qui aurait été représentative de tout l'échantillon et qui aurait pu être comparée à la même fraction des autres échantillons.

Si l'on essaie de comparer les échantillons toutes fractions confondues, la grande hétérogénéité ne permet pas non plus de dégager des tendances d'arrondi ou de sphéricité qui seraient caractéristiques de l'un ou l'autre échantillon et, partant, d'un type de mise

en place spécifique. Mais on constate tout de même un plus grand nombre d'éléments arrondis subsphériques (classes 2b, 2c) dans les alluvions de la vallée sèche de la Haute-Ajoie (E5 et E9) que dans celles des vallées latérales. Les différences observées semblent donc refléter davantage le milieu de dépôt que l'âge des sédiments.

Malgré l'hétérogénéité des alluvions E5 et E9, on peut qualifier la majorité des éléments qui les constituent de subarrondis aplatis (classes 2c, 3b, 3c, 3d, 4c) pour les alluvions qui colmatent la vallée sèche de la Haute-Ajoie, et de subanguleux aplatis (classes 3b, 3c, 3d, 4b, 4c, 4d, 5c, 5d) pour celles des vallées latérales. Il faut cependant préciser que la quasi-totalité des morphologies possibles peut être rencontrée ! Ce fait est à mettre en relation avec la source du sédiment qui n'est pas homogène : en effet, alors que les éléments anguleux proviennent sans doute de gélifracsts détachés d'un affleurement voisin et remaniés sur une courte distance, d'autres éléments parfaitement arrondis et sphériques sont probablement hérités des conglomérats de Porrentruy oligocènes (qui affleurent en amont, dans la région de Bressaucourt). Certains fragments arrondis subsphériques correspondent à des moules internes de brachiopodes et d'autres, subanguleux aplatis, proviennent de calcaires en plaquettes.

7.4.6 Compléments stratigraphiques

L'étude stratigraphique présentée ci-dessus a été focalisée sur la partie basse du réseau de vallées sèches, dans les environs du Creugenat, car c'est là que le développement stratigraphique est le mieux exprimé et qu'il a été le mieux documenté.

Le remplissage quaternaire des vallées sèches situées sur le plateau de Bure est en revanche moins épais, comme cela a pu être observé notamment dans la Combe di Pouche, entre le portail S du Tunnel A16 de Bure (568'000 / 252'450) et la ferme du Sylleux (569'000 / 251'550) ou dans la vallée sèche évasée de Bure, Montbion (coord. moy. : 567'700 / 255'600) (BRAILLARD 2000). Généralement de l'ordre de un à deux mètres, il atteint localement cinq à dix mètres d'épaisseur dans les comblements de dépressions karstiques. Celles-ci correspondent à des dolines, souvent alignées en chapelets le long des fractures parallèles au thalweg de la vallée ou au croisement de deux réseaux de failles bien développées. L'essentiel du remplissage, sous l'horizon humifère actuel, est à rapporter aux ensembles stratigraphiques E1 à E4, qui sont transgressifs sur les comblements de dolines.

Ces derniers sont le plus souvent constitués de loess ruisselés de type E6/7, contenant parfois des vestiges de la faune du Pléistocène supérieur (mammouth, rhinocéros laineux, cheval). Des lentilles de graviers anguleux à subanguleux sont parfois mélangées à ces loess ruisselés. Elles sont interprétées comme de petites nappes de solifluxion ou de ruissellement, piégées par soutirage. Mais elles ne forment jamais de corps sédimentaires latéralement continus que l'on pourrait interpréter comme des alluvions.

Dans la zone bordière, au S de Porrentruy, des dépôts torrentiels assez épais ont été rencontrés en forage. On mentionnera par exemple les graviers et blocs qui colmatent la cluse de Fontenais, La Rasse (8.5 m et 7.7 m dans les forages POR 18 et POR 19) ou ceux qui combler le petit ravin des Echies, déterminé par une faille N-S, à l'E du Bois de Montaigne (570'100 / 250'000) (8 m dans le forage POR 7). Ces dépôts sont certainement à rattacher aux graviers torrentiels E5 du Pléniglaciaire supérieur.

7.4.7 Paléohydrologie

L'histoire sédimentaire et hydrologique qu'il est possible de reconstituer sur la base de l'enregistrement stratigraphique à disposition ne commence vraisemblablement qu'au début de la dernière glaciation, plus précisément durant le Glaciaire ancien, il y a environ 115'000 ans (Fig. 7.29). Des graviers fluviaux (E9) se déposent alors dans le fond des vallées sèches d'Ajoie, tant en amont qu'en aval du Creugenat, en érodant et déblayant les dépôts meubles plus anciens jusqu'au substrat rocheux. L'environnement sédimentaire devait alors correspondre à un système de rivières en tresses. C'est probablement vers la fin du Glaciaire ancien que le drainage de surface s'est enfoncé dans le karst, conférant à la Haute-Ajoie son statut de vallée sèche.

Les archives sédimentaires ne livrent ensuite aucun indice d'écoulement superficiel pour les périodes du Pléniglaciaire inférieur et moyen durant lesquelles se déposent une nappe de solifluxion (E8) et des loess ruisselés (E6/7). Il faut attendre le Pléniglaciaire supérieur pour voir des écoulements investir à nouveau les vallées sèches, en contexte périglaciaire sur sol gelé. De caractère torrentiel et vraisemblablement temporaire, ils ont déposé une nappe de graviers hétérométriques (E5). Cet épisode érosif a localement déblayé les dépôts plus anciens jusqu'au substrat. Par contre, il ne l'a pas incisé davantage. Les graviers rattachés

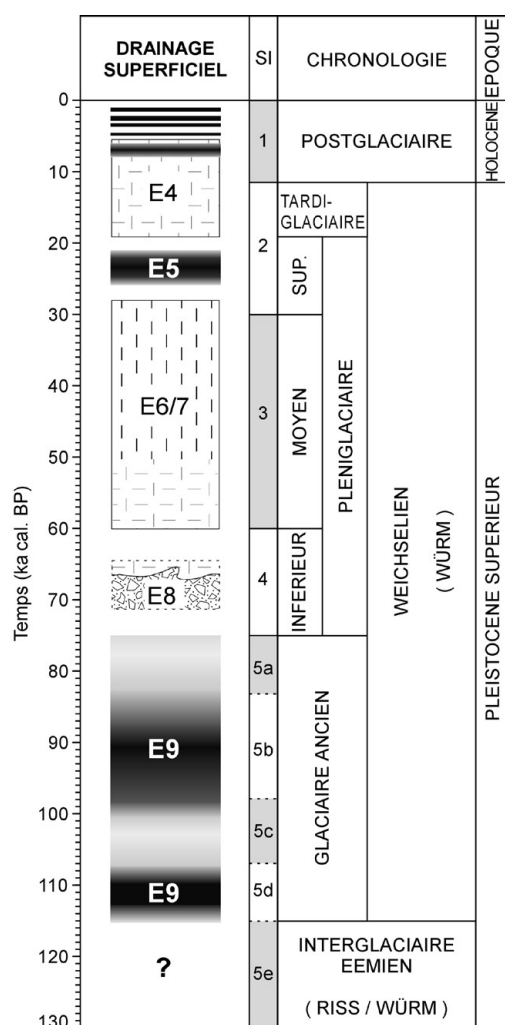


Fig. 7.29 Périodes de drainage superficiel (en noir) reconnues sur la base de la stratigraphie rencontrée dans le fond des vallées sèches étudiées (région du Creugenat). Détail des épisodes fluviaux de E2 et E3: voir Fig. 7.30.

au Pléniglaciaire supérieur weichsélien n'ont fait que remplir le fond de vallées sèches alors déjà formées. En Ajoie, contrairement à l'opinion généralement admise (Chap. 3.1.1), l'entaillage des vallées sèches n'est donc pas lié au pergélisol qui, en bloquant la perméabilité des calcaires et l'infiltration des eaux, aurait maintenu le réseau hydrographique en surface suffisamment longtemps pour permettre leur creusement.

Durant le Tardiglaciaire, période étonnamment peu représentée dans l'enregistrement sédimentaire, l'écoulement karstique souterrain semble avoir été prédominant. Les loess altérés qui lui sont rattachés (E4) ont cependant été remaniés ultérieurement dans des chenaux. La datation de cet épisode fluvial est

malaisée, mais un âge situé entre 6'000 et 8'000 ans cal. BP peut être proposé, en croisant les données micro-morphologiques (horizon Bt tardiglaciaire remanié), archéologiques (matériel du Néolithique final situé au sommet des chenaux) et radiocarbone (âge Néolithique moyen de la couche sus-jacente 3.2.3, à Courtedoux, Creugenat).

Les dépôts humifères bruns à paillettes de charbons de bois rattachés aux ensembles sédimentaires E2 et E3 matérialisent un important impact anthropique sur les sédiments. La géométrie très irrégulière des chenaux observés en stratigraphie traduit un régime d'écoulement turbulent et irrégulier. Cette réactivation des écoulements de surface est peut-être à mettre en relation avec les défrichements anthropiques liés aux premières pratiques agricoles dans la région. En effet, la diminution de la couverture forestière a pu conduire, par augmentation du ruissellement de surface, à la réapparition temporaire de petits cours d'eau au fond des vallées sèches. Toutefois, la datation de ces épisodes fluviaux a livré des âges qui parlent en faveur de facteurs génétiques d'ordre climatique plutôt qu'anthropique. En effet, l'agencement des datations ^{14}C réalisées sur les charbons de ces alluvions met en évidence quatre épisodes de reprise de l'activité hydrologique dans les vallées sèches d'Ajoie depuis la fin du Néolithique (Fig. 7.30):

- Néolithique final (2'900 - 2'600 cal. BC)
- Bronze moyen (1'700 - 1'200 cal. BC)
- Hallstatt (- La Tène) (800 - 200 cal. BC)
- Haut Moyen Age (400 - 900 cal. AD)

Ces épisodes d'activité fluviale correspondent tous à des phases de haut niveau lacustre des lacs du Jura et du Plateau suisse (MAGNY 2004), ce qui suggère évidemment un contrôle climatique, en l'occurrence une augmentation des précipitations. D'un point de vue stratigraphique, le plus exacerbé de ces épisodes est celui du Haut Moyen Age (bien qu'il s'agisse aussi du dernier et par conséquent du moins érodé). De manière tout à fait inattendue, il corrobore ainsi, en milieu karstique, la crise hydrique mise en évidence dans le bassin molassique de Delémont, située entre 550 et 800 cal. AD (BRAILLARD à paraître, GUÉLAT et al. à paraître).

Faut-il chercher les causes de ces crises hydriques dans une péjoration du climat ou dans une dégradation anthropique de la végétation et des sols ? La réponse à cette question nécessiterait d'englober les données paléohydrologiques régionales, provenant notamment

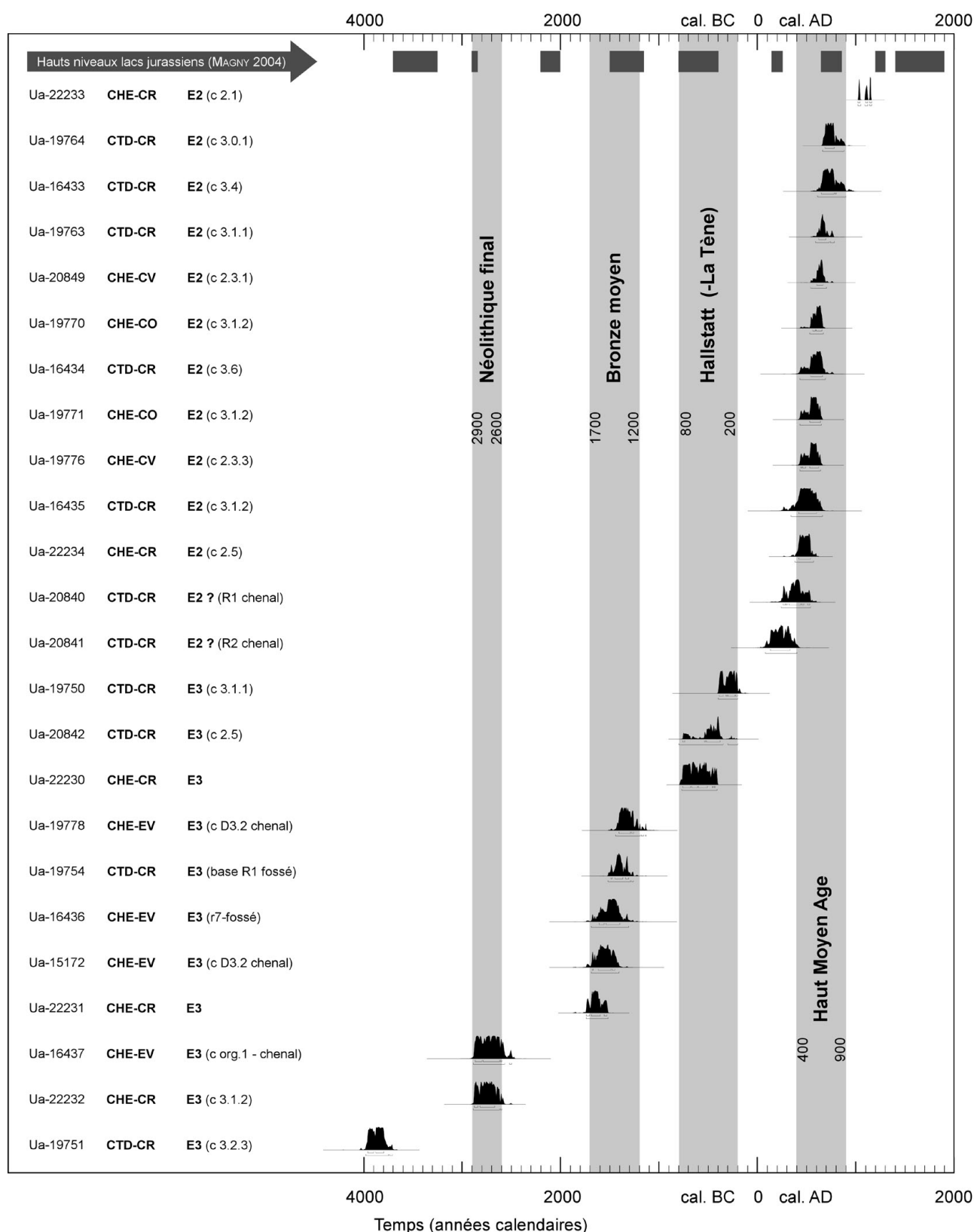


Fig. 7.30 Episodes fluviaux dans les vallées sèches d'Ajoie depuis le Néolithique moyen, établis à partir de datations ^{14}C sur alluvions (en noir: histogrammes de calibration calculés avec le logiciel Oxcal, sur la base de la courbe IntCal98 (STUIVER et al. 1998); données détaillées: voir Annexe 3).

du bassin de Delémont, ce qui dépasse le cadre de la présente étude. On peut toutefois proposer que la pression anthropique sur l'environnement a joué un rôle, peut-être accessoire ou seulement déclencheur, dans un contexte climatique défavorable.

Du Haut Moyen Age à aujourd'hui, hormis les émissions du Creugenat et du Creux-des-Prés, qui ont certainement continué à inonder épisodiquement la vallée sèche de la Haute-Ajoie, aucun autre cours d'eau n'a été repéré en stratigraphie. Actuellement, même en période de fortes précipitations ou de fonte des neiges, toutes les eaux des vallées sèches latérales s'infiltrent dans le réseau karstique. La topographie ne livre pas non plus de traces d'éventuels cours d'eau et les exploitants agricoles rencontrés affirment ne jamais y avoir vu transiter de cours d'eau temporaires depuis près d'un siècle.

7.5 GÉOPHYSIQUE

La profondeur maximale des sondages mécaniques étant de 5 m, il n'a pas toujours été possible de localiser le toit du bedrock, particulièrement dans le thalweg de

la vallée sèche de la Haute-Ajoie. Pour y pallier, deux campagnes de sondages RMT ont été entreprises, la première le 24 octobre 2002, la seconde le 6 mai 2003 sous la direction du Professeur Imre Müller (CHYN, Université de Neuchâtel). Nous avons également cherché à mettre en évidence d'éventuels paléochenaux creusés dans le bedrock. La présence de tels chenaux d'érosion peut en effet être présumée sur la base de la morphologie des versants qui dessinent localement des amorces de courbes méandriformes, comme notamment sous le village de Courtedoux (Chap. 6.2.2.1).

Au total, 157 sondages RMT, répartis sur sept profils ont été réalisés (Fig. 7.31). Six d'entre eux sont perpendiculaires à la vallée sèche de la Haute-Ajoie (deux en amont et quatre en aval du gouffre émissif du Creugenat). S'y ajoute un septième profil au débouché de la Combe Ronde où le toit du rocher n'avait pas pu être localisé par les sondages mécaniques. Pour chaque sondage, trois fréquences différentes ont été utilisées: 183 KHz, 77.5 (ou 60) KHz et 23.4 (ou 16) KHz, les plus basses correspondant à la profondeur d'investigation la plus grande. Dans la plupart des cas, les résultats ont permis de localiser la profondeur du toit du rocher, ce qui constituait le but principal de l'emploi de cette méthode. (Fig. 7.32). Pour des raisons de lisibilité gra-

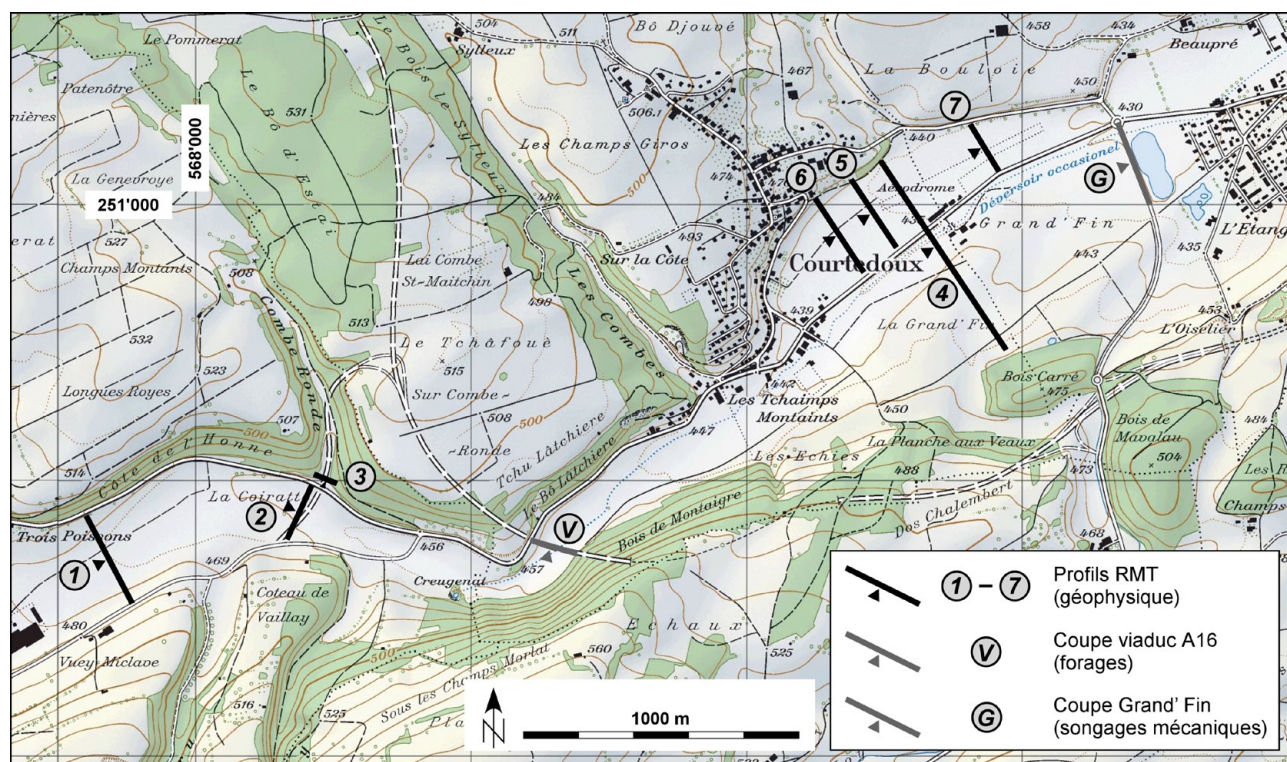


Fig. 7.31 Situation des profils géophysiques RMT, de la coupe du Viaduc A16 sur le Creugenat et de la coupe des sondages archéologiques à Grand' Fin. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA057210).

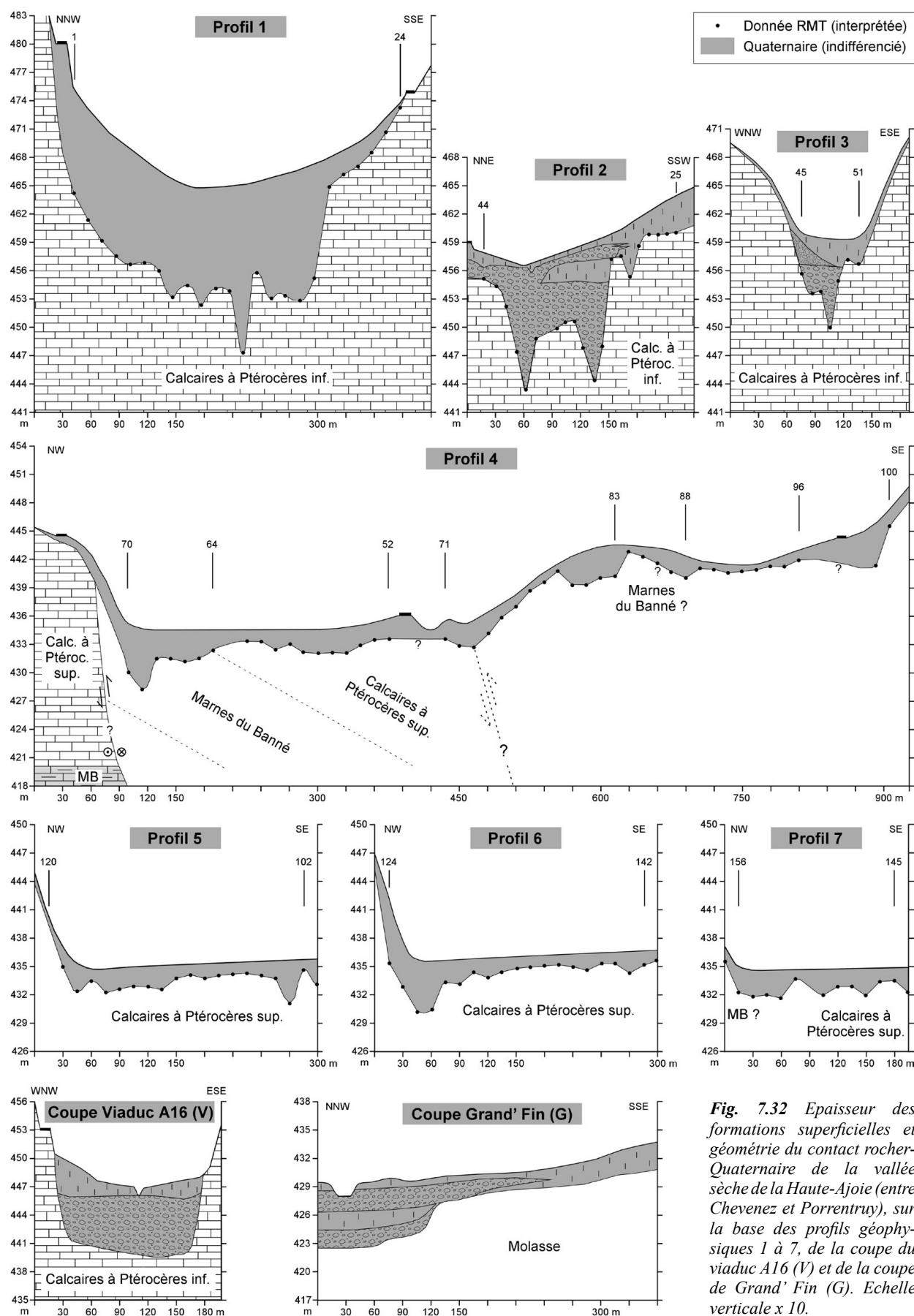


Fig. 7.32 Epaisseur des formations superficielles et géométrie du contact rocher-Quaternaire de la vallée sèche de la Haute-Ajoie (entre Chevenez et Porrentruy), sur la base des profils géophysiques 1 à 7, de la coupe du viaduc A16 (V) et de la coupe de Grand' Fin (G). Echelle verticale x 10.

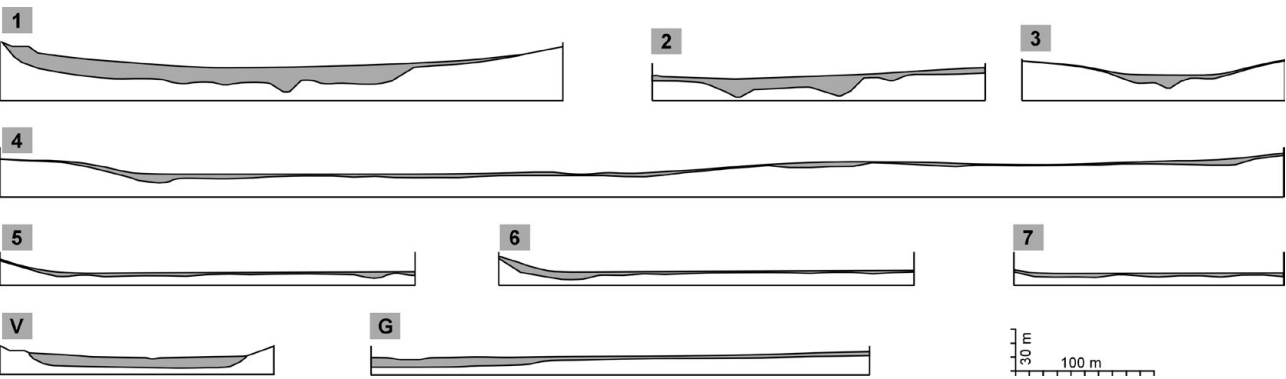


Fig. 7.33 Epaisseur du Quaternaire de la vallée sèche de la Haute-Ajoie, sans exagération de l'échelle verticale.

pique, l'échelle verticale des profils a été dilatée 10 x, ce qui fausse évidemment la géométrie des contacts. Afin d'en restituer une vision correcte, tous les profils sont également présentés de façon schématique selon une échelle non déformée verticalement (Fig. 7.33). La situation précise des sondages, les valeurs mesurées, les valeurs calculées et celles des couches modélisées sont présentées en annexes (Annexe 4).

Les nombreux sondages mécaniques et forages, réalisés pour certains au droit des sondages géophysiques, ont permis de tester la méthode. Par exemple, les épaisseurs de sédiment quaternaire livrées par le profil géophysique N° 2 sont conformes à l'observation directe livrée par les sondages mécaniques réalisés sur cette même transversale (coupe stratigraphique de référence du site de Lai Coiratte). Dans la partie S de cette coupe, exempte de graviers, les profondeurs calculées (sondages RMT) et observées (sondages mécaniques) sont même identiques avec un écart de seulement ± 20 cm. Ainsi, la confrontation des données RMT et des observations de terrain (sondages mécaniques et forages) a permis de calibrer les valeurs géophysiques (Tab. 7.2). L'interprétation des valeurs n'a cependant pas été toujours facile puisque plusieurs

lithologies présentent des plages de résistivités qui se chevauchent. Il faut donc bien garder à l'esprit que l'épaisseur des sédiments quaternaires, telle qu'elle est livrée sur les profils 1 à 7, résulte de données indirectes interprétées.

Les profils 1 à 3 ont été les plus faciles à interpréter en raison d'importants contrastes de résistivités. Il semble du reste que les calcaires à Ptérocères inférieurs, qui y constituent le substrat, soient plus résistants (moyenne: 300-2'000 Ohm.m) que les calcaires à Ptérocères supérieurs qui sont présents plus en aval, sous les profils 4 à 7 (moyenne: 200-400 Ohm.m). S'il n'a pas posé de problèmes lors de l'interprétation des données, le profil 1 n'en demeure pas moins étonnant. Des forages complémentaires seraient bienvenus pour confirmer l'importance de son colmatage quaternaire qui semble atteindre 18 m dans la partie centrale de la vallée. Cette échancrure du toit du rocher pourrait correspondre à un chenal. Le profil 2 livre également deux parties plus épaisses (12-15 m) qui pourraient également correspondre à des chenaux, la valeur moyenne du remplissage quaternaire y étant de 7 m. Le profil 3 à travers la petite vallée sèche latérale de Combe Ronde montre un remplissage légèrement moins important que celui de Lai Coiratte (6 m, avec un éventuel chenal de 12 m), bien que tout de même assez important eu égard aux dimensions modestes de la vallée. Précisons que c'est uniquement sur la base de leur géométrie et de leur position – souvent au droit des thalwegs – que les épaissements quaternaires sont interprétés comme des chenaux fluviaux. Une origine karstique (doline) est également possible.

L'interprétation des profils 4 à 7, situés sous l'aérodrome de Courtedoux, a été par contre beaucoup plus difficile, les contrastes de résistivités y étant beaucoup

Lithologie	Résistivités (Ohm.m)
Limons loessiques	10-100 (moyenne: 30-40)
graviers calcaires	50-200 (selon matrice)
Septarienton	20-50
Conglomérats de Porrentruy	100-400 (selon matrice)
Marnes du Banné	50-200
Calcaires fracturés / karstifiés, avec remplissage de terra fusca	150-200
Calcaires à Ptérocères	200-2'000

Tab. 7.2 Plages de résistivité calibrées sur la base de sondages mécaniques et de forages.

moins marqués. Une zone à très faible résistivité, située à l'extrémité NW du profil 4 (sondages N° 64 à 70), a tout d'abord été interprétée comme correspondant au remplissage d'un important paléochenal (> 12 m de puissance). C'est du reste à cet endroit, juste avant la rupture de pente qui conduit à Courtedoux que, sur la base de critères géomorphologiques, on pouvait en supposer la présence. De plus, lors des périodes de fortes précipitations qui conduisent aux émissions du Creugenat, plusieurs petites sources temporaires y apparaissent (Fig. 7.34). Mais les profils 5, 6 et 7, réalisés dans un but de vérification, n'ont pas livré de basses résistivités dans le prolongement de cette bande du profil 4, hormis un seul sondage sur le profil 7 (N° 156). Comme un paléochenal aussi important doit forcément se poursuivre latéralement mais que l'on n'en retrouve pas la trace, une autre hypothèse a remplacé celle du paléochenal. Elle consiste à faire correspondre cette zone de faible résistivité aux marnes du Banné qui y seraient légèrement surélevées par l'intermédiaire d'un décrochement sénestre à composante inverse, correspondant à un accident de la famille F4/FIV (Chap. 3.2.3.2). Dans cette optique, les deux pentes raides qui conduisent de la plaine alluviale au plateau de Bure, sur lequel est posé le village de Courtedoux, correspondraient à des escarpements de failles. Les directions de ces escarpements coïncident du reste parfaitement avec celles de FI (N005°±5) et F4/FIV (N070°±5) et un important accident subméri-dien y est cartographié (DIEBOLD et al. 1963). Il a en outre été constaté que la répartition des tronçons droits de la vallée sèche de la Haute-Ajoie coïncide avec les familles de fractures F4/FIV et F5 (Chap. 3.4.2.11).

Pour terminer avec l'interprétation des profils RMT, mentionnons encore qu'une autre zone du profil 4, en rive droite du Creugenat, présente également des résistivités étonnamment faibles (sondages N° 83 à 88). Il est possible que cette zone corresponde aussi aux marnes du Banné qui y seraient alors en position chevauchante par rapport au bloc situé plus au N. Mais il est également envisageable que ces faibles résistivités correspondent à un placage de molasse.

Deux coupes géologiques basées sur des données de forages et de sondages mécaniques viennent compléter la vision du colmatage quaternaire de la vallée sèche de la Haute-Ajoie.

La première, située au droit du viaduc A16 qui enjambrera le Creugenat (Fig. 7.35), est basée sur 14 forages réalisés entre 1993 et 2001 (MFR 2001). Précisons qu'il existe plusieurs lignes de sondages géo-



Fig. 7.34 Sources temporaires (flèches) en rive gauche du Creugenat, au niveau de l'aérodrome de Courtedoux. Prise de vue depuis l'W, 14 mars 2001.

physiques (VLF-RMT) tracées à travers la plaine du Creugenat par les bureaux de géologie Schindler (en 1991) et MFR (en 1999), mais nous n'en avons pas refait ici l'interprétation. Cette coupe du Viaduc confirme les résultats du profil géophysique 2 de Lai Coiratte, situé un kilomètre en amont, l'épaisseur du Quaternaire (7 à 8 m) y étant semblable. Même si aucune échancrure du toit du rocher n'est apparemment présente, on ne peut en exclure l'une ou l'autre "cachée" entre deux forages. Quoi qu'il en soit, les données actuellement à disposition montrent de manière suffisamment claire qu'aucun surcreusement important n'affecte le toit du rocher sur cette transversale qui correspond pourtant à un resserrement très marqué de la vallée sèche de la Haute-Ajoie.

La seconde coupe se situe beaucoup plus en aval, au lieu dit Grand' Fin sur la commune de Porrentruy. Tracée sur la base de sondages mécaniques effectués au droit de la future (aujourd'hui actuelle !) route de Bressaucourt (PAUPE 1995), cette coupe a également bénéficié de forages carottés au niveau du petit pont qui enjambe le lit du Creugenat. Un chenal qui totalise environ 7 m d'épaisseur y entaille la molasse qui constitue à cet endroit le substrat. A noter l'absence de surcreusement malgré la nature moins résistante du substrat.

En conclusion, et dans les limites imposées par l'interprétation des données géophysiques, les sept profils RMT et les deux coupes stratigraphiques à travers la vallée sèche de la Haute-Ajoie indiquent des épaisseurs de remplissage quaternaire variables selon les

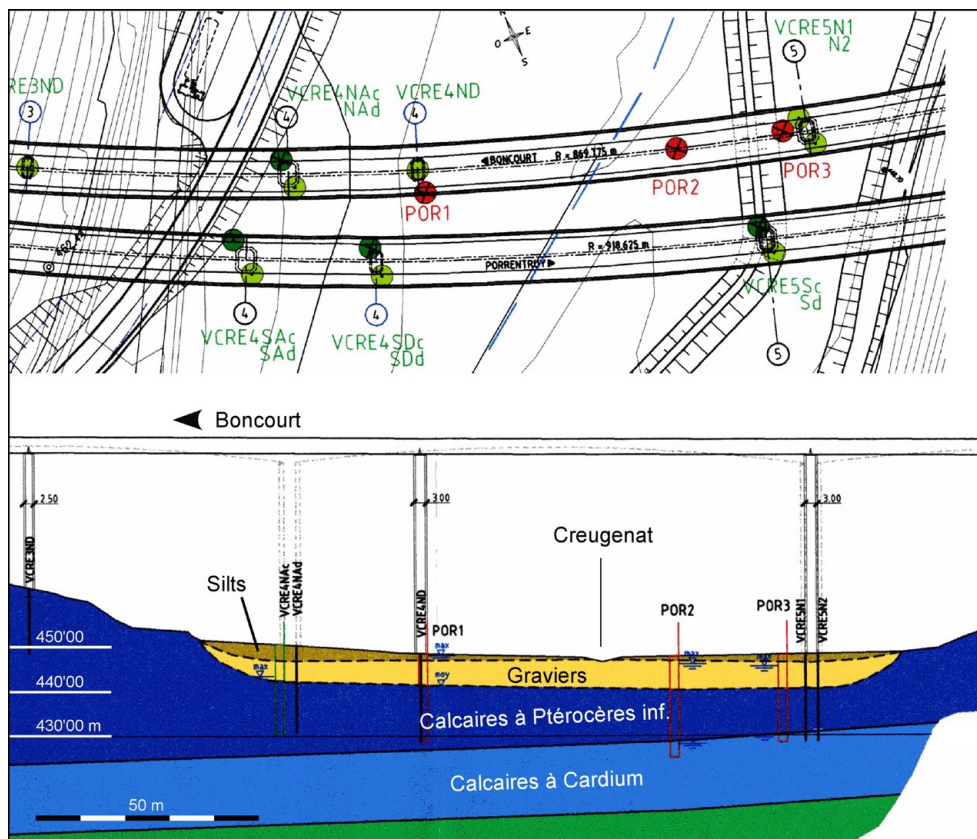


Fig. 7.35 Situation des forages et coupe géologique à travers la vallée sèche de la Haute-Ajoie, sous le viaduc A16 qui enjambe le Creugenat. L'épaisseur des alluvions quaternaires ne dépasse pas 7 m. Modifié d'après MFR 2001.

sections, mais somme toute modérées, oscillant généralement entre 3 et 8 m d'épaisseur. Des épaississements locaux pouvant atteindre la quinzaine de mètres ont été interprétés comme des chenaux fluviaux, mais des dolines ne sont pas à exclure. En revanche, aucun surcreusement fluvial d'importance (> 20 m) n'a été constaté, ce qui peut être interprété comme le résultat d'un niveau phréatique de base resté toujours proche de la surface.

7.6 DISCUSSION

L'étude des remplissages quaternaires des vallées sèches a apporté, en plus de la connaissance intrinsèque des dépôts, des clés utiles pour appréhender la question de leur genèse. Elle a tout d'abord montré que le colmatage alluvial est systématique dans la partie basse du système, c'est-à-dire dans la vallée sèche de la Haute-Ajoie ainsi que dans les tronçons aval des petites vallées qui y débouchent latéralement. Ces alluvions témoignent d'un système de drainage ancien, assuré par des rivières tressées au caractère parfois torrentiel. L'étude stratigraphique détaillée a permis de déterminer que ces graviers se subdivisent en deux

ensembles, lithostratigraphiquement très proches, mais séparés par des loess ruisselés du Pléniglaciaire moyen weichsélien:

- Les alluvions les plus anciennes (E9) ont été déposées vraisemblablement durant l'un ou l'autre stade de la dégradation climatique du Glaciaire ancien, dans un système de rivières en tresses à caractère certes torrentiel, mais probablement pérennes. Cette attribution chronostratigraphique, nécessiterait d'être étayée par des datations absolues (OSL) que la nature des sédiments rencontrés jusqu'à présent n'a malheureusement pas rendues possibles.

- Les alluvions supérieures (E5) traduisent quant à elles un épisode torrentiel du Pléniglaciaire supérieur, sous climat périglaciaire, alors que le blocage de l'écoulement karstique par le gel favorisait les écoulements superficiels.

Contrairement aux bords des vallées sèches où des altérites (E10) le tapissent, le toit du rocher est systématiquement nettoyé et exempt de frange d'altération dans le fond des vallées au contact avec les graviers E5 ou E9. Il y présente même localement un poli fluvial qui se superpose toutefois à une morphologie

karstique plus ancienne, dont les conduits et fissures de dissolution sont encore remplis par des altérites. Ceci indique que, dans cette partie basse du système, l'érosion fluviale a participé au façonnement des vallées sèches en déblayant les altérites anciennes produites par la dissolution chimique.

En revanche, les vallées sèches du plateau de Bure n'ont gardé aucune trace de système fluvial pérenne. Ceci suggère par contre que la contribution fluviale dans la morphogenèse des vallées sèches situées en position géomorphologique élevée a dû être subordonnée aux processus de l'érosion tectono-karstique, confirmant ainsi l'opinion d'AUBERT (1969) pour qui l'essentiel de la morphogenèse relèverait de processus de dissolution karstique antérieurs au Quaternaire, et serait à rattacher à l'évolution morphologique du Pliocène (Chap. 3).

Si le déblaiement systématique des dépôts antérieurs à la dernière glaciation, juste avant ou pendant la mise en place des graviers E9, est un résultat intéressant en soi, il n'en demeure pas moins une importante entrave à la reconstruction de la genèse des vallées sèches. En effet, cette importante phase d'érosion nous prive de toute information stratigraphique sur leur histoire avant le Pléistocène supérieur. Même si ce résultat est conforme à ce qui a été observé dans les interfluvies de Franche-Comté, où prédominent les dépôts pléistocènes supérieurs (CAMPY 1982), nous devons constater que nous avons placé plus d'espoir dans l'étude systématique du remplissage quaternaire des vallées sèches, dont nous avons pensé retrouver des témoins plus anciens (du Pléistocène moyen ou inférieur). Toutefois, cette absence de dépôt du Quaternaire ancien a quand même eu une conséquence positive puisqu'elle nous a incité à étudier plus à fond les dépôts molassiques, démarche qui s'est révélée efficace pour reconstituer l'évolution des reliefs et du réseau de drainage en Ajoie depuis l'Eocène (Chap. 6).

Les cinq épisodes fluviaux repérés dans l'enregistrement stratigraphique holocène des vallées sèches, et plus particulièrement la corrélation de quatre d'entre eux avec des périodes de hauts niveaux des lacs jurassiens (MAGNY 2004), constituent un résultat tout aussi intéressant qu'inattendu. Ils suggèrent que le climat, plus précisément l'augmentation des précipitations, peut amener à un retour temporaire de l'écoulement superficiel dans les vallées sèches d'Ajoie. A l'échelle régionale, ils révèlent leur potentiel comme indicateurs des crises hydriques. A l'échelle globale, ils suggèrent que les zones karstiques, telles que celle du Creugenat,

qui constitue un regard sur le karst profond en raison d'un niveau phréatique subaffleurant, pourraient livrer des résultats complémentaires aux études paléohydrologiques tournées classiquement davantage sur les milieux lacustres. Sans vouloir refaire ici le débat sur les discontinuités de l'enregistrement sédimentaire en milieu endokarstique, on relèvera toutefois que les exutoires temporaires que sont les vallées sèches semblent enregistrer mieux que le karst profond les crises hydriques qu'elles ont vécues, probablement en raison d'un hydrodynamisme plus faible.

D'un point de vue méthodologique, l'étude pluridisciplinaire entreprise s'est révélée fructueuse. On relèvera trois points capitaux :

Premièrement, l'importance de disposer de coupes latéralement continues et d'en enregistrer la stratigraphie de façon rigoureuse et méthodique sur le terrain.

Deuxièmement, la complémentarité des données analytiques (granulométrie, géochimie et micromorphologie) qui permettent le plus souvent de confirmer le diagnostic de terrain et parfois de trancher entre plusieurs hypothèses suggérées sur le terrain.

Troisièmement, la nécessité d'obtenir des datations absolues sans lesquelles toute attribution chronostratigraphique reste fortement aléatoire.

Toujours en ce qui concerne la méthodologie, il nous paraît encore important de discuter l'apport de la micromorphologie, notamment eu égard à l'investissement considérable nécessaire pour obtenir des lames minces de qualité. Rappelons tout d'abord que le principe de base sur lequel s'appuie la micromorphologie – telle qu'elle est classiquement utilisée en pédologie – est la présence d'horizons superposés (et latéralement continus) qui se sont formés par transformation pédologique *in situ* d'un substrat initialement homogène. Lorsque des couches sédimentaires sont intercalées dans le profil pédologique, la micromorphologie permet souvent de les mettre en évidence (présence par exemple de traits pédologiques hérités, tels que papules). Cette technique a donc une utilité qui dépasse le champ strict de la pédologie puisqu'elle débouche potentiellement sur une reconstitution phénoménologique (phases de sédimentation, d'érosion et de pédogenèse) du profil pédostratigraphique considéré (voir notamment FEDOROFF & COURTNEY 2002). Cependant, dans les situations où les processus sédimentaires dominent sur les processus pédologiques, la micromorphologie perd de sa pertinence par manque

de référentiel. Le diagnostic micromorphologique se limite alors à un constat de remaniement sans qu'il soit possible de rattacher les traits pédologiques reconnus sous lame mince à une phase de pédogenèse connue. Et c'est malheureusement à ce constat que l'observation des lames minces de Chevenez et Courtedoux nous a souvent conduit. A posteriori, ce résultat s'explique cependant tout naturellement, car la position des séquences étudiées, situées en pied de pente, en comblement de chenal ou dans des dépressions karstiques,

impliquait forcément la prédominance des mécanismes sédimentaires sur les mécanismes pédologiques. On peut en conclure que, dans les situations où la géométrie des couches suggère un certain remaniement sédimentaire des unités lithostratigraphiques, l'étude micromorphologique se révélera délicate à mener. Elle apportera par contre des résultats significatifs si elle peut s'appuyer parallèlement sur une séquence pédologique de référence, développée *in situ* et conservée telle quelle jusqu'à aujourd'hui.

8 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

8.1 CONCLUSIONS

L'objectif principal de ce travail de recherche était d'obtenir une meilleure connaissance des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie. Lors de la première étape déjà, qui a consisté en quelque sorte à faire l'état des lieux, l'hétérogénéité de la zone d'étude est apparue. Les quatre domaines morphostructuraux qu'il a été possible de distinguer présentent en effet chacun un type distinct de réseaux de vallées sèches, dont les caractéristiques géomorphologiques varient, de surcroît, dans chacun des domaines. Cette image composite des formes du relief ajoutot suggère ainsi que, sous l'apparente simplicité de la question qui a initié ce travail – à savoir quand et comment se sont formées les vallées sèches de l'Ajoie – se cache une réalité complexe, faite d'une combinaison de plusieurs phénomènes naturels. Afin de les déterminer et de tenter d'en reconstituer le dosage, une approche holistique et multidisciplinaire s'est imposée. Nous sommes en effet parti du principe que, si la formation des vallées sèches procède effectivement de plusieurs mécanismes interdépendants, c'est en multipliant les points de vue, les échelles d'observation et les outils d'analyse que l'on augmente les chances d'en comprendre la genèse.

Arrivé au terme de ce travail nous constatons que l'approche multidisciplinaire mise en œuvre a été fructueuse. Le fait que les différentes méthodes n'ont pas toujours livré des résultats convergents constitue, à nos yeux, la confirmation du caractère pluricausal des vallées sèches d'Ajoie. Plutôt que de proposer une seule réponse à la question de l'origine des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie, ce travail en propose plusieurs qu'il s'agit de nuancer en fonction des domaines morphostructuraux considérés et selon la période de temps concernée. Nous reprenons ainsi à notre compte l'opinion formulée par SCHNEIDER (1960) pour qui "il

serait prématuré de ne tenir compte que d'une seule cause, plutôt que d'une variété de causes aux influences variables au cours du temps". Du reste, la multitude de propositions déjà faites par nos prédécesseurs en la matière traduit bien plus le caractère pluricausal de la formation des vallées sèches que l'incapacité de nos devanciers à s'entendre sur une seule et même hypothèse.

Rappelons que les hypothèses morphogénétiques générales concernant les vallées sèches se basent sur deux types de processus: fluvatile (a) ou karstique (b), processus qu'elles combinent en fonction des variations de trois paramètres: la lithologie (1), le climat (2) ou le niveau phréatique de base (3). Afin de tester l'hypothèse tectono-karstique d'AUBERT (1969) qui, sur la base d'une première évaluation, semblait satisfaire au mieux à la situation rencontrée en Ajoie, une analyse spatiale comparative entre fracturation du massif rocheux et orientation des vallées sèches a été menée sur le plateau de Bure. Elle a permis de confirmer en grande partie l'hypothèse d'Aubert, mais avec la réserve suivante: ni l'orientation des fractures ni leur densité ne sont capables d'expliquer à elles seules la direction des vallées sèches. La relation qui s'établit entre fracturation et vallées sèches n'apparaît qu'en combinaison avec un troisième paramètre, celui de la direction des écoulements superficiels et épikarstiques. Associé aux deux précédents, c'est lui qui semble véritablement guider l'agencement des vallées sèches en familles directionnelles bien déterminées. C'est à un constat similaire qu'étaient du reste arrivés SIMÉONI & JAMIER (1975) dans la même région.

On note ainsi l'importance des grandes structures tectoniques (horst, anticlinaux, bassin synclinal) qui créent tout à la fois le relief, le gradient hydraulique nécessaire à la karstification, le réseau de fractures

et, finalement, les directions de l'écoulement (superficiel et hypodermique) le long duquel les familles de failles "à disposition" vont être exploitées par l'érosion chimique. Les vallées sèches semblent ainsi s'être formées par la coalescence de dolines, alignées en chapelets le long des fractures parallèles à l'écoulement des eaux superficielles. Dans ce contexte, les grands accidents kilométriques qui tronçonnent toute l'Ajoie ont joué un rôle déterminant sur l'orientation des vallées sèches. Toutefois, le rôle des micro-fractures a pu être clairement démontré: organisées en réseau dense, ce sont elles qui forment en fait les grands accidents kilométriques reportés sur les cartes géologiques.

A la question contradictoire, soulevée notamment par MONBARON & BOUVIER (1996) qui opposent le caractère typiquement karstique de la région à l'organisation apparemment fluviale de son réseau de vallées sèches, on peut ainsi répondre que la hiérarchisation et le caractère localement dendritique du réseau résulterait de la karstification qui, en milieu calcaire subtabulaire, progresse le long des fractures parallèles à l'écoulement général, comme le ferait l'érosion normale sur substrat imperméable. Il y a donc convergence de formes, malgré un processus différent: karstique et non fluviale. Puisque la région possède un réseau karstique bien développé, nous avons essayé d'y rechercher la confirmation de cette proposition: dans le cas d'une genèse karstique, l'organisation des galeries souterraines de la Milandrine et de l'Ajoulotte par rapport à la fracturation devrait être similaire à celle des vallées sèches par rapport à ce même réseau de fractures. La concordance géométrique constatée entre fracturation, rivières souterraines et vallées sèches suggère ainsi fortement que le même processus, en l'occurrence la karstification, est à l'origine des deux systèmes. Pour compléter la démarche, nous avons encore étudié les relations géométriques entre fracturation et vallées drainées: si les vallées sèches représentent les témoins d'un ancien réseau fluviale de surface, leur lien avec les fractures devrait être similaire à celui qui existe entre vallées drainées et fractures. Or c'est l'inverse qui a été constaté: la quasi-absence de corrélation entre fracturation et vallées drainées apporte ainsi un argument supplémentaire, bien qu'indirect, au rôle prépondérant de la karstification dans la genèse des vallées sèches d'Ajoie.

Face à la complexité du système (Fig. 8.1), qui comprend deux processus érosifs potentiels (karstification, érosion fluviale) pouvant agir tant alter-

nativement que simultanément, et dont l'activation, l'augmentation, la diminution ou l'arrêt sont gérés par trois paramètres (tectonique, lithologie, climat), il paraît illusoire de chercher à établir un modèle morphogénétique unique qui rendrait compte de la formation de toutes les vallées sèches d'Ajoie. On peut en revanche essayer de distinguer l'intensité relative des processus impliqués et les rôles respectifs des paramètres structuraux et climatique selon les différents domaines morphostructuraux:

- Sur le sommet du plateau de Bure, en raison d'un gradient hydraulique faible et d'un bassin versant presque inexistant, la prédominance de la dissolution karstique a engendré des vallées sèches très émoussées dont le réseau géométrique rectangulaire se conforme à la macro-fracturation, tout comme les alignements de dolines repérés.

- Sur les bords du plateau de Bure, plus particulièrement à l'E où le gradient hydraulique est important suite à l'enfoncement épigénique de l'Allaine, la karstification a davantage suivi les microfractures que les grands accidents kilométriques et engendré des vallées sèches dont l'incision marquée indique une certaine part d'érosion normale.

- Dans le S de la zone bordière, correspondant aux contreforts du Jura plissé, la présence combinée de grands accidents tectoniques subparallèles à la direction du gradient hydraulique (lequel est très marqué de surcroît) et d'un bassin versant important a généré des vallées sèches particulièrement incisées. Des écoulements superficiels temporaires, générés au débouché de sources karstiques situées dans les têtes des vallons lors de mises en charge importantes du réseau souterrain, sont probablement responsables de leur profil en V très marqué.

- Dans la partie N de la zone bordière, deux vallées sèches subméridiennes importantes se distinguent parmi les nombreux petits sillons majoritairement E-W. Situées en amont de la Coeuvatte et de la Vendline, elles correspondent à des paléocluses plio-pléistocènes de l'Allaine qui recoupent le petit anticlinal de Vendlincourt et la terminaison orientale du Plateau de Bure (à la faveur d'un important accident tectonique pour la cluse sèche située en amont de Coeuvre). Dans ces deux cas, l'érosion fluviale, dirigée le long d'une fragilisation tectonique initiale, a probablement prédominé sur l'érosion karstique.

- Dans la vallée sèche principale de la Haute-Ajoie,

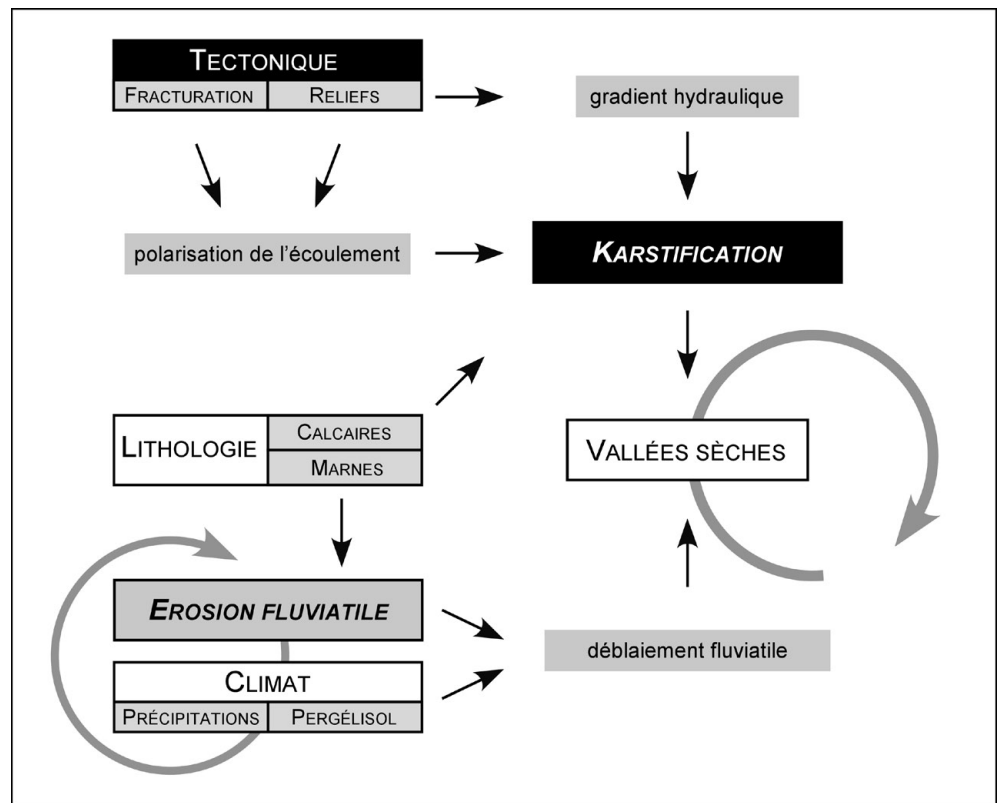


Fig. 8.1 Morphogenèse des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie. Schéma synthétique montrant les principales relations entre processus et paramètres impliqués.

déterminée quant à elle principalement par la structure tectonique et correspondant grosso modo à une dépression synclinale, le niveau phréatique a toujours dû être proche de la surface et les érosions normale et karstique ont probablement joué de pair. Cette vallée où s'écoule aujourd'hui parfois le Creugenat a, par rapport aux autres vallées sèches, une histoire particulière: son assèchement, provoqué par un soulèvement tectonique et accentué par un phénomène de capture, ne remonterait qu'à une centaine de milliers d'années seulement.

En ce qui concerne l'aspect chronologique, le hiatus sédimentaire entre les calcaires jurassiques qui constituent le substrat des vallées sèches et les placages de sédiments pléistocènes qui les comblent partiellement, met 150 Ma d'années à disposition pour créer les vallées sèches! Plutôt que de n'en considérer que les deux derniers millions du Quaternaire, période à laquelle est généralement attribué l'essentiel de la morphogenèse, et aussi parce que la région était située hors de l'emprise directe (érosion glaciaire) ou indirecte (érosion des eaux de fonte) des calottes glaciaires, nous sommes favorable à une genèse précoce des vallées sèches. Si elle a pu être initiée à l'Eocène déjà, dès les premières mises en relief de la région, elle n'a

véritablement pris son essor qu'au Miocène supérieur, pendant la phase principale de morphogenèse, marquée par le plissement du Jura et le soulèvement du horst de Bure. A partir de la mise en place de ces deux grandes structures, la direction des écoulements a été clairement déterminée et le gradient hydraulique ainsi créé a conduit à une intense phase de karstification. Dès le Pliocène moyen, il est probable qu'une bonne partie du drainage était déjà réalisée en milieu souterrain. S'il n'est pas possible de définir précisément quels cours d'eau étaient encore subaériens et quelles vallées étaient déjà sèches, il est en revanche probable que l'essentiel du drainage du plateau de Bure était karstique, tout comme une bonne partie du drainage des contreforts du Jura plissé au S de Porrentruy. Sur la base des relations géométriques entre les réseaux de vallées sèches, de vallées drainées, de rivières souterraines et de fractures, il est possible de proposer que, lors de la phase de morphogenèse principale du Miocène supérieur, la karstification a rapidement pris le pas sur l'érosion normale. Ceci suggère un soulèvement relativement rapide, qui n'a vraisemblablement pas permis aux cours d'eau de perdurer longtemps en surface, hormis l'Allaine et la "Bruntrutaine" vers lesquelles se dirigeait l'écoulement souterrain. En effet, les vallées sèches situées en position géomorphologi-

que élevée, sur le plateau de Bure, n'ont gardé aucune trace de système fluviatile pérenne. Ces éléments confirment l'opinion d'AUBERT (1969), pour qui l'essentiel de la morphogenèse des "combes karstiques" relèverait de processus de dissolution antérieurs au Quaternaire, et serait à rattacher à l'évolution morphologique du Pliocène.

Le colmatage alluvial systématiquement rencontré dans le fond de la vallée sèche de la Haute-Ajoie et dans les parties aval de ses petites vallées latérales témoigne incontestablement d'un système de drainage fossile remontant pour l'essentiel au Glaciaire ancien et au Pléniglaciaire supérieur du Weichsélien. La géométrie des dépôts sédimentaires et du contact rocher – sédiment meuble indique que les rivières tressées au caractère torrentiel qui ont déposé ces alluvions ont déblayé les altérites anciennes produites par la dissolution karstique, mais qu'elles n'ont pas – ou très peu – entamé le fond rocheux des vallées sèches. Ceci est particulièrement vrai pour les graviers du Pléniglaciaire supérieur weichsélien, déposés sur sol gelé. Contrairement à l'opinion généralement admise, qui confère aux conditions périglaciaires un rôle morphogénétique important (REID 1887; HANTKE 1978; CAMPY & PHARISAT 1976; CAMPY 1982), l'entaillage des vallées sèches de cette partie basse du système ne semble donc pas lié au pergélisol qui, en bloquant la perméabilité des calcaires et l'infiltration des eaux, aurait maintenu temporairement le réseau hydrographique en surface. On doit toutefois considérer que, durant le Quaternaire, les vallées sèches ont été légèrement retouchées par un cycle d'érosion à deux stades, alternant karstification et érosion fluviatile. Aux phases de déblaiement fluviatile, engendrées soit par les péjorations climatiques qui marquent la fin des interglaciaires, soit par le pergélisol durant les périodes glaciaires, auraient succédé des phases de karstification durant les interglaciaires.

Dans la vallée sèche de la Haute Ajoie, qui constitue en quelque sorte un regard sur le karst profond en raison d'un niveau phréatique subaffleurant, l'histoire des écoulements superficiels ne se termine toutefois pas avec les graviers torrentiels du Pléniglaciaire supérieur weichsélien. En effet, cinq épisodes fluviatiles sont venus troubler son statut de vallée sèche au cours de l'Holocène. La corrélation de ces épisodes avec des périodes de hauts niveaux des lacs jurassiens (MAGNY 2004) suggère qu'une augmentation des précipitations en a constitué la cause, ce qui révèle le potentiel des vallées sèches comme indicateur paléohydrologique et paléoclimatique.

8.2 PERSPECTIVES

Pour terminer, nous aimerions proposer des options de recherche et des méthodes de travail qu'il serait souhaitable d'appliquer à l'étude morphogénétique du Jura tabulaire d'Ajoie.

Un des buts principaux de l'étude du réseau de vallées sèches était de le comparer au réseau de fractures, afin de tester l'hypothèse tectono-karstique. Dans un premier temps, l'idée était d'utiliser un modèle numérique de terrain (MNT), afin de générer automatiquement les longueurs et directions des tronçons droits des vallées sèches. Pour diverses raisons techniques, notamment l'absence d'un MNT à résolution suffisante, ce projet a dû être abandonné. Et le report manuel des tronçons droits à partir du fond topographique s'est révélé finalement rapide et facile à réaliser. Mais il serait souhaitable de lancer une étude géomorphométrique détaillée sur la base du MNT à haute résolution produit par Swisstopo (précision altimétrique: environ 30 cm, densité moyenne des points: 1 point pour 2 m²). Généré par balayage laser d'un lidar aéroporté, il devrait prochainement être disponible pour le canton du Jura. Des critères qui n'ont que peu – ou pas – été abordés dans le cadre de cette étude (dissymétrie des vallées sèches, pente des talwegs, etc.) pourraient ainsi être systématiquement analysés et livrer des résultats intéressants dans une perspective morphogénétique.

L'exploitation d'un MNT haute résolution dans le cadre d'une étude sur la néotectonique serait également souhaitable. L'analyse morphométrique des bassins versants de la Vendline, de la Coeuvalte et de l'Allaine livrerait sans doute des résultats sur les modalités de la déformation récente et actuelle que connaît le Jura tabulaire d'Ajoie situé, faut-il le rappeler, dans le prolongement du grand accident tectonique que d'aucuns estiment être responsable du tremblement de terre qui a dévasté Bâle le 18 octobre 1356 (réactivation d'une faille de socle d'orientation WSW-ENE dans la zone transformante Rhin-Bresse, MEYER et al. 1994; GIAMBONI et al. 2004; ROTSTEIN & SCHAMING 2004).

Des calages chronologiques supplémentaires seraient bienvenus concernant les graviers inférieurs qui colmatent le fond des vallées sèches (E9), qui sont pour l'instant attribués au Glaciaire ancien weichsélien. Dans ce but, il faudrait pouvoir disposer, au sein des graviers plutôt qu'à leur sommet, d'intervalles silteux ou sableux qui permettraient la réalisation de

datations OSL. Les travaux A16 à venir, notamment pour le futur viaduc du Creugenat, seront peut-être l'occasion d'y parvenir.

Tout un pan de la recherche qu'il n'a pas été possible de mettre en œuvre concerne l'étude des spéléothèmes. Nous pensons en particulier aux spéléothèmes de la grotte de Milandre. En plus de l'enregistrement paléoclimatique qu'ils pourraient potentiellement livrer (éventuellement corrélable avec les données paléohydrologiques récoltées pour l'Holocène), la datation des concrétions des galeries supérieures, aujourd'hui fossiles, et de celles des galeries inférieures actives, permettrait de situer chronologiquement l'enfoncement du réseau karstique. Le scénario d'assèchement des vallées sèches proposé dans ce travail,

qui fait intervenir une phase de rehaussement tectonique située vers 100'000 ans, pourrait ainsi être confirmé ou, le cas échéant, infirmé. De plus, une telle démarche pourrait fournir les calages chronologiques qui nous ont manqué pour lancer une étude quantitative des vitesses d'érosion karstique et d'incision fluviale.

Finalement, une agréable perspective sur le plan de la vulgarisation scientifique serait de présenter la formation et l'évolution du paysage ajoulot sous forme de blocs diagrammes animés, ce que rend désormais possible ce travail, certes cantonné spatialement sur l'Ajoie, mais couvrant temporellement les quelque 150 millions d'années qui nous séparent du jurassique supérieur à aujourd'hui.

BIBLIOGRAPHIE

- ADATTE P. 1993. Etude des zones d'infiltration de l'Allaine entre Alle et Porrentruy (JU). Bassin versant de la source du Betteraz. Diplôme inédit, Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel, Suisse.
- AGUIRRE E. & PASINI G. 1985. The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes* 82, 116-120.
- AITKEN M.J. 1998. *An Introduction to Optical Dating - The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford University Press, Oxford. 267 p.
- ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., HATTÉ C., ZÖLLER L., LANG A., FONTUGNE M. & MOINE O. 2002. Evénements éoliens rapides dans les loess du Pléniglaciaire supérieur weichsélien: l'exemple de la séquence de Nussloch (Vallée du Rhin-Allemagne). *Quaternaire* 13/3-4, 199-208.
- ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., ZÖLLER L., LANG A., MUNAUT A.-V., HATTÉ C. & FONTUGNE M. 2001. High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. *Quaternary International* 76/77, 211-229.
- AUBERT D. 1969. Phénomènes et formes du karst jurassien. *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 325-399.
- 1975. L'évolution du relief jurassien. *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 1-64.
- AUBERT D. & LE RIBAUT L. 1975. Quartz du pied du Jura. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 348/72, 231-240.
- AUBRY D. 2004. La géologie. In: Gonda C. Chevenez, Combe Ronde: un habitat isolé du Hallstatt final à La Tène moyenne, Fouilles 2003. *Archéologie et Transjurane* 108, rapport inédit, 11-22.
- AUBRY D., BRAILLARD L., GUÉLAT M., STALDER L. & STAHL GRETSCH L.-I. 2005. L'homme et l'environnement. *Archéologie suisse* 28/2, 6-16.
- AUBRY D., GUÉLAT M., DETREY J., OTHENIN-GIRARD B., ADATTE T., AFFOLTER J., CHAIX L., GUÉRIN C., REBMANN T., THEW N. & ZÖLLER L. 2000. Dernier cycle glaciaire et occupations paléolithiques à Alle, Noir Bois (Jura, Suisse). *Cahier d'archéologie jurassienne* 10, Office de la culture et Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy.
- BECKER A. 2000. The Jura Mountains - an active foreland fold-and-thrust belt ? *Tectonophysics* 321, 381-406.
- BECKER D. 2003. Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinocerotoides (Mammalia) et des minéraux argileux. *Geofocus* 9, thèse de doctorat, Université de Fribourg.
- BECKER D. & LAPAIRE F. 2004. Le Cénozoïque du Jura le long de la Transjurane. *Rapport d'activités 2003. Paléontologie et Transjurane* N°5, Rapport inédit.
- BENKOVICS L., OBERT D., BERGERAT F., MANSY J.-L. & DUBOIS M. 1999. Brittle tectonics and major dextral strike-slip zone in the Buda karst (Budapest, Hungary). *Geodinamica Acta* 12/3-4, 201-211.
- BERGER J.-P. 1992. Paléontologie de la Molasse Suisse occidentale. Thèse d'habilitation, Université de Fribourg.
- BERGER J.-P., REICHENBACHER B., BECKER D., GRIMM M., GRIMM K., PICOT L., STORNI A., PIRKENSEER C., DERER C. & SCHAEFER A. 2005. Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. *Int. J. Earth Sci.* 94/4, 697-710.
- BERGERAT F. 1987. Stress fields in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 6/2, 99-132.
- BEUSELINK L., GOVERS G., POESEN J., DEGRAER G. & FROYEN L. 1998. Grain size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena* 32, 193-208.
- BIANCHI G.G., HALL I.R., MCCAVE I.N. & JOSEPH L. 1999. Measurement of the sortable silt current speed proxy using the Sedigraph 5100 and Coulter Multisizer II: precision and accuracy. *Sedimentology* 46, 1001-1014.
- BOENIGK W. & FRECHEN M. 1999. Klimaschwankungen im Frühweichsel der Lößabfolgen des Mittelrheingebiets. *Eiszeitalter und Gegenwart* 49, 124-131.
- BOINET N. 1999. Exploitation of massif fracturation by karstification: example of the Causse de l'Hortus (Hérault, France). *Geodinamica Acta* 12/3-4, 237-247.
- BOLLIGER T., ENGESSER B. & WEIDMANN M. 1993. Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 1031-1068.

- BONVALOT J. 1974. Les cailloutis de la Forêt de Chaux (Jura); leurs rapports avec les matériaux détritiques de Sundgau et du Nord de la Bresse. Thèse, Université de Dijon.
- BORGEAUD P.-A. & PAUPE P. 2003. Sondages sur la section 2 de l'A16, Fouilles 2002. Archéologie et Transjurane N°104 A, Rapport inédit.
- BOSSY F. 2005. Multitraçage du versant sud-est de l'Intyamon (juin - juillet 2003). Stalactite 55/1, 29-38.
- BRAILLARD L. 1999. Géologie. In: Paupe P. Sondages sur les sections 2 et 3 de l'A16, Fouilles 1998. Archéologie et Transjurane 63, Rapport inédit, 13-42; 86-88.
- 2000. Géologie. In: Paupe P. Sondages sur la section 2 de l'A16, Fouilles 1999. Archéologie et Transjurane 7, Rapport inédit, 16-28; 76-77; 92-95; 108-110; 117-122; 148.
- 2001a. Géologie. In: Paupe P. Sondages sur la section 2 de l'A16, Fouilles 2000. Archéologie et Transjurane 81, Rapport inédit, 123; 145-149; 164-167.
- 2001b. Géologie. In: Deslex-Sheikh C. Courtedoux, Creugenat, Fouilles 2000. Archéologie et Transjurane 84, Rapport inédit, 8-13.
- 2002a. Géologie du site. In: Saltel S. Chevenez, Combe Varu (Jura, Suisse), Fouilles 2001. Archéologie et Transjurane 98, Rapport inédit, 13-17.
- 2002b. La stratigraphie. In: Gonda C. Chevenez, Lai Coiratte, un site du Haut Moyen Age avec sépulture triple, Fouilles 2001. Archéologie et Transjurane 99, Rapport inédit, 12-17; 37-39.
- 2003a. Tectonique et karstification. In: Marty D. Le Secondaire (Mésozoïque) du Jura le long de la Transjurane. Rapport d'activités 2002. Paléontologie et Transjurane N°3, Rapport inédit, 17-21.
- 2003b. Géologie. In: Paupe P. Sondages sur la section 2 de l'A16, Fouilles 2002. Archéologie et Transjurane 104 A, Rapport inédit, 52-54.
- 2003c. Géologie. In: Saltel S. Chevenez, Combe Varu (Jura, Suisse), Fouilles 2002. Archéologie et Transjurane 107, Rapport inédit, 12-18.
- 2003d. La géologie. In: Gonda C. Chevenez, Lai Coiratte, un artisanat métallurgique du Haut Moyen Age, Fouilles 2002. Archéologie et Transjurane 108, Rapport inédit, 13-16.
- A paraître. Delémont, la Communance: l'éclairage complémentaire d'une séquence palustre. In: Guélat M., Brombacher C., Olive C. & Rachoud-Schneider A.-M. Develier-Courtételle, un habitat rural mérovin-gien: Environnement et exploitation du terroir au début du Moyen Age. Cahier d'archéologie jurassienne 16, Office de la culture et Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy.
- BRAILLARD L. & GUÉLAT M. 2002. Le plateau de "La Beuchille": synthèse géologique. In: Moeschler P.-A. Sondages des sections 7 et 8 de l'A16, Fouilles 2001. Archéologie et Transjurane 94, Rapport inédit, 11-28.
- BRONK RAMSEY C. 1995. Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal Program. Radiocarbon 37/2, 425-430.
- BRÜCKNER E. 1902. Notice préliminaire sur la morphologie du Jura suisse et français. Arch. Sci. phys. nat. 4/14, 633-641.
- BULLOCK P., FEDEROFF N., JONGERIUS A., STOOPS G. & TURSINA T. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publishers, Wolverhampton.
- BUXTORF A. 1907. Zur Tektonik des Kettenjura. Ber. Versamml. Oberrhein. Geo. Ver. 30/40, 29-38.
- CAMPY M. & PHARISAT A. 1976. Manifestations périglaciaires dans la Vallée de L'Ognon. Annales Scientifiques de l'Université de Besancon. Géologie 3(26), 19-29.
- CAMPY M. 1982. Le Quaternaire franc-comtois, Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse de doctorat N°159, Université de Franche-Comté, France.
- 1992. Palaeogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. Paleogeogr. Paleoclim. Paleocol. 93, 1-12.
- CHALINE J. 1984. La séquence des Rongeurs de Bresse en tant que référence biostratigraphique et paléoclimatique. Géologie de la France 3, 251-258.
- CHAUVE P., MARTIN J. & BAILLY C. 1985. Carte géologique Delle au 1:50'000 avec notice explicative. BRGM.
- CHOPPY J. 1985. Dictionnaire de spéléologie physique et karstologie. Speleo-Club de Paris, 148 p.
- 1997. La tectonique et le karst. Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, Switzerland, 1997. Vol. 1, 367-368.
- CONRAD M.-A. & DUCLOZ C. 1977. Nouvelles observations sur l'Urgonien et le Sidérolithique du Salève. Eclogae geol. Helv. 70/1, 127-141.
- COURTY M.-A. & FEDOROFF N. 2002. Micromorphologie des sols et sédiments archéologiques. In: Miskovsky J.-C. (éd.) Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications, GEOPRE, Paris, 512-554.
- DAMON P.E. & LINICK T.W. 1986. Geomagnetic-heliomagnetic modulation of atmospheric radiocarbon production. Radiocarbon 28/2A, 266-278.
- DELANEY P.T. & POLLARD D.D. 1981. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper 1202.
- DELANNOY J.-J., DEBARD E., FERRIER C., KERVASO B. & PERRETTE Y. 2001. La cartographie morphologique souterraine: apports aux reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales. Application à la Grotte Chauvet (Ardèche - France). Quaternaire 12/4, 235-248.
- DESLEX-SHEIKH C., SALTEL S., BRAILLARD L. & DETREY J. 2006. Le Campaniforme des vallées sèches d'Ajoie (JU): les sites de la combe En Vaillard et de la combe Varu à Chevenez. Annuaire d'archéologie suisse 89, 51-86.
- DIEBOLD P., LAUBSCHER H.-P., SCHNEIDER A & TSCHOPP R. 1963. Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, feuille Saint-Ursanne. Commission géologique suisse.

- DIEBOLD R. 1960. Geologie des Siegfriedblattes Ocourt (Berner Jura). Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 111.
- ERZINGER E. 1943. Die Oberflächenformen der Ajoie (Berner Jura). Mitteilungen der Geographisch-Ethnologischen Gesellschaft in Basel IV, 1-138.
- EVIN J. 2002. Le radiocarbone. In: Miskovsky J.-C. (éd.) *Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications*, GEOPRE, Paris, 1181-1197.
- FEDOROFF N. & COURTU M.-A. 2002. Paléosols et sols reliques. In: Miskovsky J.-C. (éd.) *Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications*, GEOPRE, Paris, 277-316.
- FEJFAR O., HEINRICH W.D. & LINDSAY E.H. 1998. Updating the Neogene rodent biochronology in Europe. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO 60, 533-554.
- FLEURY E. 1909. Le sidérolithique suisse. Mém. Soc. Fribourgeoise Sc. Nat. VI.
- FOURNET J. 1885. Régime hydrographique des environs de Porrentruy. Actes de la Société jurassienne d'émulation, 35ème session, 67-82.
- GIAMBONI M., USTASZEWSKI K., SCHMID S., SCHUMACHER M. & WETZEL A. 2004. Plio-Pleistocene Transpressional Reactivation of Paleozoic and paleogene Structures in the Rhine-Bresse Transform Zone (Northern Switzerland and Eastern France). *International Journal of Earth Sciences* 93/2, 207-223.
- GIGON R. 1986. Inventaire spéléologique de la Suisse, canton du Jura (vol. 2). Commission de Spéléologie de la Société helvétique des Sciences naturelles, Porrentruy.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., AGTERBERG F.P., BLEEKER W., COOPER R.A., DAVYDOV V., GIBBARD P., HINNOV L.A., HOUSE M.R. (†), LOURENS L., LUTERBACHER H.-P., MCARTHUR J., MELCHIN M.J., ROBB L.J., SHERGOLD J., VILLENEUVE M., WARDLAW B.R., ALI J., BRINKHUIS H., HILGEN F.J., HOOKER J., HOWARTH R.J., KNOLL A.H., LASKAR J., MONECHI S., POWELL J., PLUMB K.A., RAFFI I., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B., SHACKLETON N.J., SHIELDS G.A., STRAUSS H., VAN DAM J., VEIZER J., VAN KOLFSCHOTEN TH. & WILSON, D. 2004. *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press.
- GRANDGIRARD V. & BOYER L. 1992. Evaluation des vallées sèches de l'Ajoie (Etude complète). Diplôme inédit, Institut de Géographie, Université de Fribourg, Suisse.
- GRETILLAT P.-A. 1998. Aquifères karstiques et poreux de l'Ajoie (Jura, Suisse). Eléments pour la carte hydrogéologique au 1:25'000. Vol. 1: Texte et annexes. Vol. 2: Notice explicative de la carte hydrogéologique. Thèse, CHYN, Université de Neuchâtel.
- GRETILLAT P.-A., LIÈVRE A. & FERNEX J. 1992. Carte hydrogéologique de l'Ajoie au 1:25'000. République et Canton du Jura, Office des Eaux et de la Protection de la Nature.
- GRILLOT J.-C. & ALMEIDA C. 1982. Tectonique cassante posthercynienne dans l'Algarve (Sud du Portugal). Incidence sur l'hydrologie karstique. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* 23/2, 119-130.
- GUÉLAT M. 2000. Approche micromorphologique. In: Aubry et al. *Dernier cycle glaciaire et occupations paléolithiques à Alle, Noir Bois (Jura, Suisse)*. Cahier d'archéologie jurassienne 10, 61-80.
- GUÉLAT M., BROMBACHER C., OLIVE C., RACHOUD-SCHNEIDER A.-M. et al. A paraître. Develier-Courtételle, un habitat rural mérovingien: Environnement et exploitation du terroir au début du Moyen Age. Cahier d'archéologie jurassienne 16, Office de la culture et Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy.
- GYGI R.A. 1995. Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordschweiz mit Ammoniten. *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 1-58.
- HACK J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *J. Res. US Geol. Surv.* 1/4, 421-429.
- HAMELIN L.-E. & COOK F.A. 1967. Le périglaciaire par l'image: Illustrated glossary of periglacial phenomena. *Travaux et Documents du Centre d'Études Nordiques*, 4. Presses de l'Université Laval, Québec.
- HANTKE R. 1978. Eiszeitalter. Ott Verlag AG Thun 1.
- 1983. Eiszeitalter. Ott Verlag AG Thun 3.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic (250 million years to present). *Science* 235, 1156-1167.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.C. & VAIL P. 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In: De Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication 60.
- HÄUSELMANN P., JEANNIN P.-Y. & BITTERLI T. 1999. Relationships between karst and tectonics: case-study of the cave system north of Lake Thun (Bern, Switzerland). *Geodinamica Acta* 12/6, 377-388.
- HESSENAUER M. & MEURY P.-X. 2002. Estavelle du Creugenat, Jura; description du phénomène d'intermittence. *Stalactite* 52/2, 41-50.
- HOOKER J.J. & WEIDMANN M. 2000. The Eocene mammal faunas of Mormont, Switzerland. Systematic revision and resolution of dating problems. *Mém. suisses de paléontologie* 120, 1-141.
- HUG W.A., BERGER J.-P., CLÉMENT I., KÄLIN D. & WEIDMANN, M. 1997. Miocene fossiliferous paleokarst (MN4) and OSM deposits (MN5-?) near Glovelier (Swiss Jura Mountains). Abstract. Fifth Meeting of Swiss Sedimentologists (SwissSed) & Meeting of Molasse Group, Fribourg.
- HUMMEL K.-L. 1914. Die Tektonik des Elsgaues. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau* 20, 205-285.
- ITALIAN COMMISSION ON STRATIGRAPHY 2002. Quaternary chronostratigraphy and the establishment of related standards. *Episodes* 25/4, 264-267.
- IVY-OCHS S., SCHÄFER J., KUBIK P.W., SYNAL H.-A. & SCHLÜCHTER C. 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 47-55.

- JEANNIN P.-Y. 1995. Comportement hydraulique mutuel des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques: conséquences sur l'étude des aquifères karstiques. *Bull. hydrogéol. Univ. Neuchâtel* 14, 113-148.
- JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DANSGAARD W., GUNDESTRUP N.S., HAMMER C.U., ANDERSEN U., ANDERSEN K.K., HVIDBERG C.S., DALH-JENSEN D., STEFFENSEN J.P., SHOJI H., SVEINBJÖRNSDÓTTIR A.E., WHITE J., JOUZEL J. & FISHER D. 1997. The delta ^{18}O record along the Greenland Ice-core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of Geophysical Research* 102 (C12), 26397-26410.
- KÄLIN D. 1993. Stratigraphie und Säugetierfaunen der oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. Thèse de doctorat N°ETH 10152.
- 1997. Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz). *Eclogae geol. Helv.* 90/1, 97-114.
- KEMNA H.-A. & BECKER-HAUMANN R. 2003. Die Wanderblock-Bildungen im Schweizer Juragebirge südlich von Basel: Neue Daten zu einem alten Problem. *Eclogae geol. Helv.* 96, 71-83.
- KIRALY L. 1969. Statistical Analysis of Fractures (Orientation and Density). *Geol. Rundschau* 59/1.
- KIRALY L., MATHEY B. & TRIPET J.-P. 1971. Fissuration et orientation des cavités souterraines, région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). *Bull. Soc. Neuch. Sci. nat.* 94, 99-114.
- KNAPP C. & BOREL M. 1902. Dictionnaire géographique de la Suisse, tome premier. Attinger Frères, Neuchâtel.
- KOBY F. 1885. Le trou de Mavaloz. *Actes de la Société jurassienne d'émulation*, 35ème session, 82-87.
- KOCH R., LEHNER E., WAIBEL A. & MÜLBERG M. 1936. Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000, Feuille 3. Commission géologique de la société helvétique des sciences naturelles.
- KOHLER V., FLURY F., GROBET D. & HESSENAUER M. 2001. Projet de viaducs A16 à proximité de l'estavelle du Creugenat et de la rivière souterraine l'Ajoulote: Caractérisation hydrogéologique et impacts. *Bull. Géol. appl.* 6/2, 119-128.
- KOVÁCS A. & JEANNIN P.-Y. 2003. Hydrogeological overview of the Bure plateau, Ajoie, Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 96/3, 367-379.
- KUBIENA W.-L. 1938. *Micropedology*. Collegiate Press, Ames, IA.
- LACOMBE O., ANGELIER J., BYRNE D. & DUPIN J.-M. 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (eastern France). *Tectonics* 12, 874-888.
- LANG A., HATTÉ C., ROUSSEAU D.-D., ANTOINE P., FONTUGNE M., ZÖLLER L. & HAMBACH U. 2003. High-resolution chronologies for loess: comparing AMS ^{14}C and optical dating results. *Quat. Sci. Rev.* 22, 953-959.
- LAPAIRE F., BECKER D., CHRISTE R. & LÜTSCHER M. A paraître. Karst phenomena with gas emanations in Early Oligocene conglomerates: risks within a highway context (Jura, Switzerland). *Bull. Eng. Geol. Env.*
- LARROQUE J.-M. & LAURENT P. 1988. Evolution of stress field pattern in the south of the Rhine Graben from the Eocene to the present. *Tectonophysics* 148, 41-58.
- LAUBSCHER H. 1962. Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 1-22.
- 1963. Notice explicative de la feuille St-Ursanne, atlas géologique de la Suisse au 1:25'000. Commission géologique suisse.
- 1987. Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287-303.
- 2001. Plate interactions at the southern end of the Rhine graben. *Tectonophysics* 343, 1-19.
- LIBBY W.F., ANDERSON E.C. & ARNOLD J.R. 1949. Age determination by Radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science* 109, 227-228.
- LIÈVRE L. 1939. Le Karst jurassien. *Hydrologie de la Haute-Ajoie et découverte d'une rivière souterraine du Jura Bernois*. Imprimerie Le Jura, Porrentruy.
- 1945. Alimentation en eau de la Haute-Ajoie. *Les Intérêts du Jura* 1/2, 1-27.
- 1955. Etudes, recherches et travaux dans différents domaines des sciences naturelles en Ajoie, dans le Jura et les régions avoisinantes. In: *Recueil d'études et de travaux scientifiques*. Société jurassienne d'émulation, Porrentruy, 113-170.
- LINIGER H. 1925. Geologie des Delsbergerbeckens und der Umgebung von Movelier. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF, 55.
- 1963. Geologische Beobachtungen in der Ajoie (Berner Jura). *Regio Basiliensis* 4/1, 39-47.
- 1964. Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung in der Ajoie. *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 75-90.
- 1967. Pliozän und Tektonik des Juragebirges. *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 407-490.
- 1969. Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, feuille Bonfol. Commission géologique suisse.
- 1970. Notice explicative de la feuille Bonfol, atlas géologique de la Suisse au 1:25'000. Commission géologique suisse.
- MAGNY M. 1993. Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quat. Res.* 40, 1-9.
- 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113/1, 65-79.
- MARTY D., HUG W., IBERG A., CAVIN L., MEYER C. & LOCKLEY M. 2003. Preliminary Report on the Courtedoux Dinosaur Tracksite from the kimmeridgian of Switzerland. *Ichnos* 10, 209-219.
- MCCAVE I.N., BRYANT R.G., COOK H.F. & COUGHANOWR C.A. 1986. Evaluation of laser-diffraction-size analyser for use with natural sediments. *J. Sedim. Petrol.* 56, 561-564.

- MCCLAY K. 1987. The Mapping of Geological Structures. John Wiley & Sons, Ltd, England.
- MEYER B., LACASSIN R., BRULHET J. & MOUROUX B. 1994. The Basel 1356 earthquake: which fault produced it? *Terra Nova* 6, 54-63.
- MFR GÉOLOGIE-GÉOTECHNIQUE SA 1993. N16, section 1 et 2. Plateau de Bure. Etude de la fracturation du massif rocheux, rapport du 15.07.93. Service des Ponts et Chaussées, Delémont.
- 2001. A16, section 2. Viaducs du Creugenat, étude géologique et géotechnique, rapport du 18.05.01. Service des Ponts et Chaussées, Delémont.
- MONBARON M. 1975. Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- MONBARON M. & BOUVIER J.-C. 1996. L'estavelle du Creugenat et le fonctionnement du système karstique de la Haute-Ajoie (JU), état des lieux. Actes du colloque SSGM-AFK 2005 de Sornetan, Rapports de recherche de l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg, vol. 8, 109-120.
- MONROE W.H. 1970. A glossary of karst terminology U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1899-K.
- MORISAWA M. 1985. Rivers: forms and processes. Longman, London & New York.
- MORLO H. 1999. Les sources intermittentes et leur interprétation à travers les âges. *Stalactite* 49/1, 15-34.
- NAYLOR M.A., MANDL G. & SIJPESTEIN C.H.K. 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *J. Structural Geology* 7/8, 737-752.
- PAUPE P. 1995. Sondages sur les sections 2 et 3, Communes de Boncourt et porrentruy (JU, Suisse), Fouilles 1994. *Archéologie et Transjurane* N°32, Rapport inédit.
- PAUPE P. & BORGEAUD P.-A. 2005. Sondages sur la section 2 de l'A16, Fouilles 2003. *Archéologie et Transjurane* N°113 A, Rapport inédit.
- PEDLEY H.M. 1990. Classification and environmental models of cold freshwater tufas *Sedimentary Geology* 68/1-2, 143-154.
- PERRONNE A. 1955. Vestiges des périodes glaciaires dans le Jura. In: *Recueil d'études et de travaux scientifiques. Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy*, 47-79.
- PETIT C., CAMPY M., CHALINE J. & BONVALOT J. 1996. Major palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Pliocene-Pleistocene. *Boreas* 25, 131-143.
- PEUCHET J. & CHANLAIRE P.-G. 1810. Description topographique et statistique de la France. Département du Haut-Rhin.
- PEULVAST J.-P. & VANNEY J.-R. 2001. Géomorphologie structurale. Tome 1: Relief et structure. Gordon and Breach Science Publishers.
- PICOT L. 2002. Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléocologie, biostratigraphie et paléogéographie. *Geofocus* 5, thèse de doctorat, Université de Fribourg.
- PILLANS B. & NAISH T. 2004. Defining the Quaternary. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2271-2282.
- POCHON M. 1973. Apports allochtones dans les sols jurassiens (Jura vaudois et Jura neuchâtelois). *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 96, 135-147.
- 1978. Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse. Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide. *Mém. Soc. helv. Sci. nat.* vol. 90.
- QUINIF Y. 1999. Karst et évolution des rivières: le cas de l'Ardenne. *Geodinamica Acta* 12/3-4, 267-277.
- QUINIF Y., VANDYCKE S. & VERGARI A. 1997. Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). *Bull. Soc. géol. France* 168/4, 463-472.
- REID C. 1887. On the origin of dry chalk valleys and of coombe rock. *Quarterly Journal of the Geological Society, London* 43, 364-373.
- REMANE J. 1997. Foreword: chronostratigraphic standards: how are they defined and when should they be changed? *Quaternary International* 40, 3-4.
- REMANE, J. (compiler) 2000. International Stratigraphic Chart, with Explanatory Note. UNESCO/IUGS. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro 2000. 16 pp.
- RENTZEL PH., SEDLMEIER J., STEPPAN K. & WICK L. 1999. Die spätglaziale Karstspaltenfüllung im Schachletetal bei Dittingen BL. *Archéologie suisse* 22/1, 8-12.
- RIEDEL W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralbl. Mineral. Geol. Pal.* 1929B, 354-368.
- ROGLIC J. 1960. Das Verhältnis der Flusserosion zum Karstprozess. *Zeitschrift für Geomorphologie* 4/2.
- ROTH E. 2000. Le système émissif du creugenat, pompage 1999. *Stalactite* 50/2, 107-109.
- ROTSTEIN Y. & SCHAMING M. 2004. Seismic reflection evidence for thick-skinned tectonics in the northern Jura. *Terra Nova* 00, 1-7.
- SALOMON J.-N. 2000. Précis de karstologie. Presses Universitaires de Bordeaux, Pessac.
- SALTEL S. 2002. Chevenez, Combe Varu (Jura, Suisse), Fouilles 2001. *Archéologie et Transjurane* 98, Rapport inédit.
- 2003. Chevenez, Combe Varu (Jura, Suisse), Fouilles 2002. *Archéologie et Transjurane* 107, Rapport inédit.
- SCHIFFERDECKER F. 1994. Sous la Transjurane - Prospection et sondages entre Porrentruy et Delémont. *Archéologie suisse* 17/1, 31-35.
- SCHLÜCHTER CH. & KELLY M.-A. 2000. Das Eiszeitalter in der Schweiz. IGCP-378, Stiftung Landschaft und Kies, Uttigen.
- SCHNEIDER A. 1960. Geologie des Gebiet von Siegfriedblatt Porrentruy (Berner Jura). *Beitr. geol. Karte Schweiz, NF*, 109.
- SCHUMACHER M. 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics* 21/1, 1-17.

- SCHWEIZER H.-U. 1970. Beiträge zur Hydrologie der Ajoie. Beitr. zur Geol. der Schweiz, Hydrologie 17.
- SIMÉONI G. & JAMIER D. 1975. Relations entre éléments structuraux et morphologie dans la région du plateau de Bure (Jura tabulaire). Bull. du Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 163-173.
- SPARKS B.W. 1949. The denudation chronology of the dip-slope of the South Downs. Proceedings of the Geologists' Association 60/3, 165-215.
- SPICHER A. 1980. Carte tectonique de la Suisse au 1:500 000. Commission géologique suisse.
- STEHLIN H.-G. 1903. Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens. Kritischer Katalog der Materialien. Mém. suisses de paléontologie XXX, 1-153.
- STOOPS G. 2003. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Soil Science Society of America, Inc. Madison.
- STUIVER M., BRAZIUNAS T.F., BECKER B. & KROMER B. 1991. Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. Quat. Res. 35, 1-24.
- STUIVER, M., REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. 1998. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24'000-0 cal BP. Radiocarbon 40/3, 1041-1084.
- SUMMERFIELD M.A. 1991. Global geomorphology. Longman Scientific and Technical, Harlow.
- TCHALENKO J.M. 1970. Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes. Geol. Soc. America Bull. 81, 1625-1640.
- TERLAU C.A. & DAY M.J. 1997. A comparison of the orientation of cave passages and surface tributary valleys in the karst of southwestern Wisconsin, U.S.A. Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 133-136.
- THERY J. M., PUBELLIER M., THERY B., BUTTERLIN J., BLONDEAU A. & ADAMS C.G. 1999. Importance of active tectonics during karst formation. A Middle Eocene to Pleistocene example of the Lina Mountains (Irian Jaya, Indonesia). Geodinamica Acta 12/3-4, 213-221.
- THIERRIN J. & MÜLLER I. 1988. La méthode VLF-résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal crétacé à la Brévine (Jura neuchâtelois). Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, Mémoire hors série N°6.
- TSCHOPP R. 1960. Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt (Berner Jura). Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 110.
- USTASZEWSKI K., SCHUMACHER M., SCHMID S. & NIEUWLAND D. 2005. Fault reactivation in brittle-viscous wrench systems—dynamically scaled analogue models and application to the Rhine-Bresse transfer zone Quat. Sci. Rev. 24, 365-382.
- VAHRENKAMP V.C., DAVID F., DUIJNDAM P., NEWALL M. & CREVELLO P. 2004. Growth Architecture, Faulting, and Karstification of a Middle Miocene Carbonate Platform, Luconia Province, Offshore Sarawak, Malaysia. In: Eberli G.P., Massafiero J.L., Sarg J.F. (eds.) Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems, AAPG Memoir 81, 329-350.
- VALLADAS H. & MERCIER N. 2002. Les méthodes de datation par luminescence. In: Miskovsky J.-C. (éd.) Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications. GEOPRE, Paris, 1209-1229.
- VAN VLIET-LANOË B., FAGNART J.-P., LANGOHR R. & MUNAUT A. 1992. Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture loessique d'Europe occidentale: argumentation stratigraphique et archéologique. Science du sol 30/2, 75-93.
- VAN VLIET-LANOË B. & GUILLOCHEAU F. 1995. Evolution de l'enregistrement pédosédimentaire depuis 150 ka en France du NW et en Belgique: biorhexistasie et bilans sédimentaires. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 320/IIa, 419-426.
- VATAN A. 1949. La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacé et au Tertiaire. C. R. Soc. Géol. France 5, 102-104.
- VERRECCHIA E. 2002. Géodynamique du carbonate de calcium à la surface des continents. In: Miskovsky J.-C. (éd.) Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications, GEOPRE, Paris. 233-258.
- VILLEMIN T. & BERGERAT F. 1987. L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. Bull. Soc. Géol. France 8/2, 245-255.
- WARWICK G.T. 1964. Dry valleys in the southern Pennines, England. Erdkunde 18, 116-123.
- WINTLE A.G. 1997. Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols. Radiation Measurements 27 (5/6), 769-817.
- ZOLLINGER G. 1991. Zur Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie am südlichen Oberrheingraben - am Beispiel der Lössdeckschichten der Ziegelei in Allschwil (Kanton Basel-Landschaft). Eclogae geol. Helv. 84/3, 739-752.

PLANCHES

PLANCHE 1

A – Vue aérienne sur la région de Porrentruy (centre de l'image). La zone boisée, au premier plan, correspond au plateau de Bure. La colline allongée partiellement boisée, qui borde Porrentruy au S, correspond à l'anticlinal du Banné. Ce pli de faible amplitude fait partie du Jura tabulaire. Le relief plus marqué du fond de l'image correspond au chevauchement frontal du Jura plissé, ici en l'occurrence l'anticlinal du Mont Terri (prise de vue depuis le NW, 1988, photo OCC/SAP).

B – Vue aérienne du NE de l'Ajoie entre Vendlincourt (en bas de l'image), Bonfol (en haut à droite) et Dampheux (en haut à gauche). Le relief au premier plan correspond à l'anticlinal de Vendlincourt et la crête boisée du fond aux anticlinaux de Réchésy et Florimont. Au dernier plan, on distingue le massif des Vosges (prise de vue depuis le NNW, 1988, photo OCC/SAP).

C – Vue aérienne sur les étangs de Bonfol, dans le NE du Jura tabulaire d'Ajoie, avec le front du Jura plissé à l'arrière-plan (prise de vue depuis l'W, 1988, photo OCC/SAP).

D – Vue aérienne sur le plateau de Bure. Au premier plan, la vallée sèche de la Haute-Ajoie. Sur la droite, on distingue le lit du cours d'eau temporaire du Creugenat qui se dirige vers Courtedoux. Les deux zones boisées qui s'avancent sur le plateau de Bure correspondent à la Combe Ronde (à gauche) et à la Combe du Sylleux (à droite) (prise de vue depuis le S, 2003, photo A16 Transjurane).

E – Vue aérienne de la petite vallée sèche affluente de Chevenez, Combe Varu, à son débouché sur la vallée sèche principale de la Haute-Ajoie. Au centre de l'image, on distingue les secteurs de la fouille archéologique qui a eu lieu en 2001-2002 (prise de vue depuis le N, 2002, photo OCC/SAP).



PLANCHE 2

A – Vue du gouffre émissif du Creugenat depuis le N. On distingue le plan d'eau au fond de l'ouverture inférieure qui mesure environ 5m de largeur pour 1m de hauteur (6 avril 2005).

B – Vue depuis le fond du gouffre sur les ruines d'un mur aménagé, construit vraisemblablement au début du 19ème siècle (6 avril 2005).

C – Arrondi des graviers calcaires qui tapissent le fond de la doline et qui témoignent d'un transport fluvial au sein de galeries karstiques (6 avril 2005).

D – Vue panoramique du chenal de crue emprunté par le torrent depuis la sortie du gouffre émissif du Creugenat (prise de vue depuis l'W, 6 avril 2005).



PLANCHE 3

A – Détail du chenal de crue à la sortie du Creugenat (prise de vue depuis l'W, 6 avril 2005).

B – Détail du chenal de crue du Creugenat environ 50 m en aval du gouffre émissif (prise de vue depuis l'W, 6 avril 2005).

C – Prise de vue selon un angle similaire à la photographie B, mais lors d'une importante émission du Creugenat: le chenal ne suffit pas à contenir la crue qui s'étale sur une grande partie de la vallée (14 mars 2001).

D – Emission de la rivière souterraine l'Ajoulotte au Creux-des-Prés (prise de vue depuis le SE, 14 mars 2001).

E – Le niveau d'eau est à son maximum dans le gouffre émissif du Creugenat qui se déverse dans son chenal de crue (14 mars 2001).

F – Prise de vue selon un angle similaire à A, montrant le chenal de crue en fonction lors d'une importante émission du Creugenat (14 mars 2001).

G – Vue de la partie tout à fait amont du cours d'eau temporaire du Creugenat. Le gouffre émissif se situe dans le bosquet d'arbre en haut à droite de la photographie (prise de vue depuis le NE, 14 mars 2001).

H – Les débordements du Creugenat recouvrent une bonne partie de la vallée habituellement sèche qui constitue le déversoir occasionnel du Creugenat; au premier plan, le site archéologique Haut Moyen Age de Courtedoux, Creugenat en cours de fouille (prise de vue depuis le SW, 14 mars 2001).

I – Le Creugenat depuis le NE. Au fond de l'image, on distingue le site archéologique Haut Moyen Age de Courtedoux, Creugenat (14 mars 2001).

J – Vue aérienne de la plaine en amont de Courtedoux inondée lors d'une émission du Creugenat le 4.1.1948 (tiré de LIÈVRE 1955). De part et d'autre du chenal de crue rectiligne aménagé, on distingue encore localement les méandres de l'ancien tracé naturel. Le village de Courtedoux se trouve en bas à droite de l'image (prise de vue depuis le NE).



PLANCHE 4

A – Vue aérienne de la dalle à traces de dinosaures de Courtedoux, Sur Combe Ronde (568'900 / 250'000, prise de vue depuis le NW, 2002, photo OCC/SAP).

B – Partie E de la dalle à traces de dinosaures de Courtedoux, Sur Combe Ronde (prise de vue depuis le NW).

C – Rejet vertical le long d'une faille de la famille F1, dalle de Sur Combe Ronde (prise de vue depuis le SW).

D – Failles subméridiennes de la famille F1, qui déterminent de petits blocs affaissés "en gradins". La flèche noire qui indique le N mesure 15 cm. Dalle de Sur Combe Ronde (prise de vue depuis le SSW).

E – Détail de la karstification, plus prononcée dans la partie S de la dalle de Sur Combe Ronde. Les fissures élargies par dissolution sont ici remplies de terre végétale. La flèche indique le N et représente 20 cm.

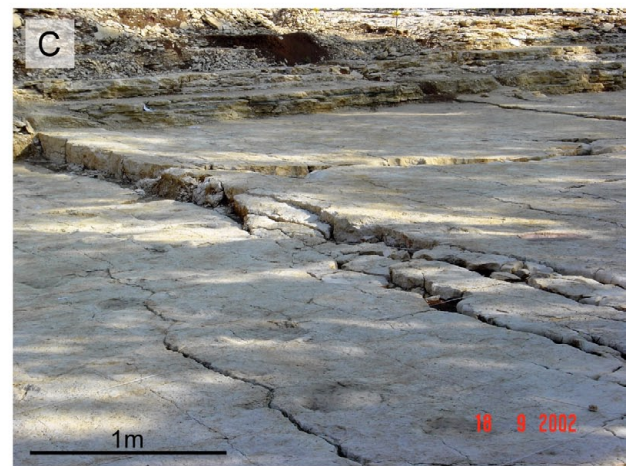


PLANCHE 5

A – Failles subméridiennes de la famille F1 sur la dalle à traces de dinosaures de Chevenez, Combe Ronde; la dislocation des bancs, sur la gauche de l'image, résulte de phénomènes gravitaires, par basculement des couches sur le bord de la vallée sèche (568'520 / 250'370, prise de vue depuis le S, 30 juin 2004).

B – Failles appartenant à F1 et F3, créées à l'Eocène et réactivées à l'Oligocène en failles normales; on distingue les stries de calcite sur le miroir de faille d'un accident rapporté à F3. Dalle de Chevenez, Combe Ronde (568'520 / 250'370, 30 juin 2004).

C – Polygones de dessiccation, à ne pas confondre avec la fracturation ! Dalle de Chevenez, Combe Ronde (568'510 / 250'420, 30 juin 2004).

D – Vue depuis le SE de la fracturation à Chevenez, Combe Ronde, avec une prépondérance des accidents rattachés aux familles F1 et F2 (568'490 / 250'400, 26 août 2003).

E – Détail des accidents F1 et F2 visibles sur la photographie D. Dalle de Chevenez, Combe Ronde (568'490 / 250'400, 26 août 2003).

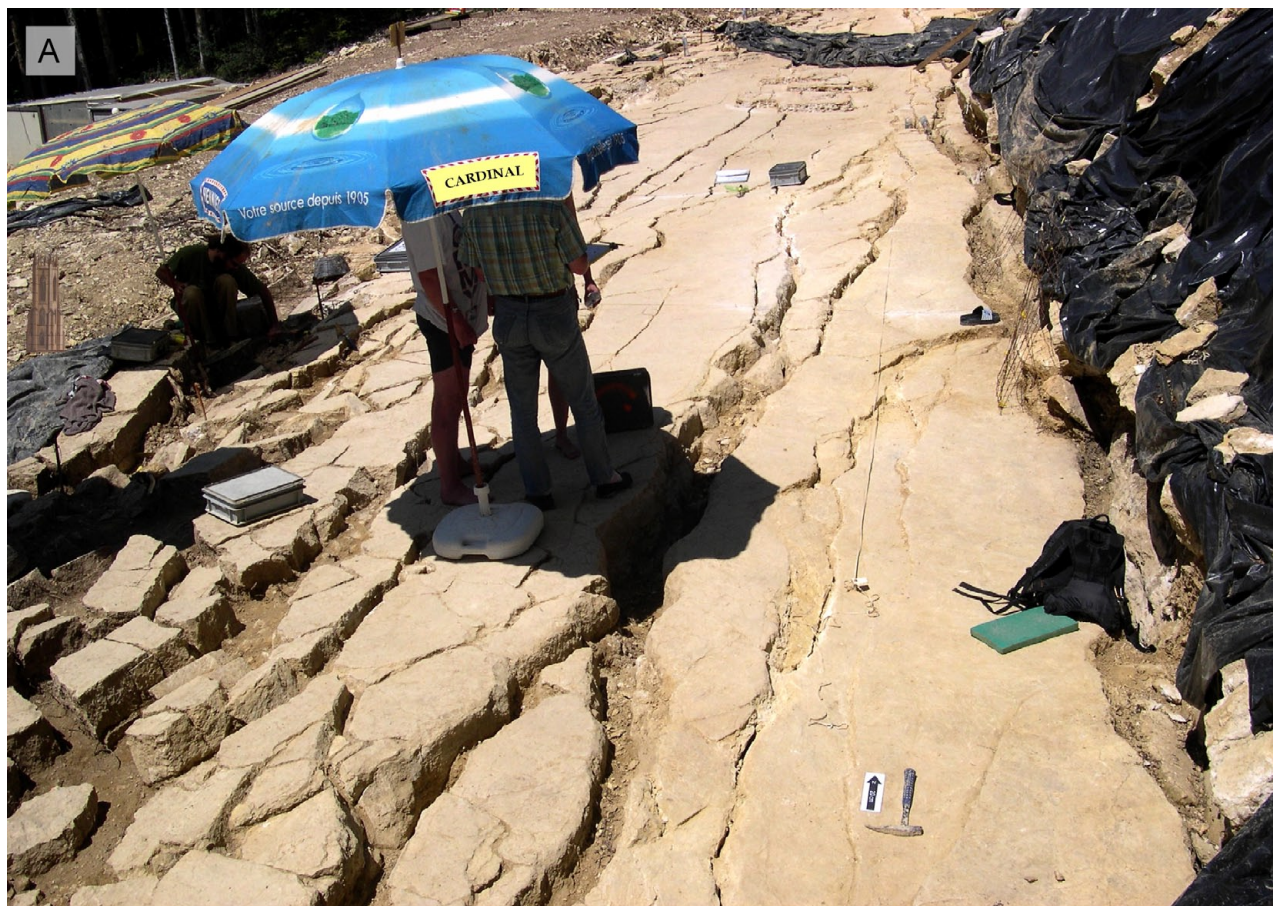


PLANCHE 6

A – Vue générale de la carrière de Vendlincourt (578'780 / 255'270) et des deux poches karstiques principales (prise de vue depuis le NW, 7 septembre 2004).

B – Détail de la poche karstique 1.

C – Détail du remplissage de la poche karstique 1, qui totalise environ 120 cm au total, et qui est constitué de trois remplissages différents. Les deux tubes de prélèvement pour la datation OSL se situent dans les parties supérieure et médiane du remplissage.

D – Vue détaillée de la partie supérieure du remplissage, montrant la lamination du sédiment, soulignée par de petits lits sableux plus sombres intercalés dans les lamines silteuses.

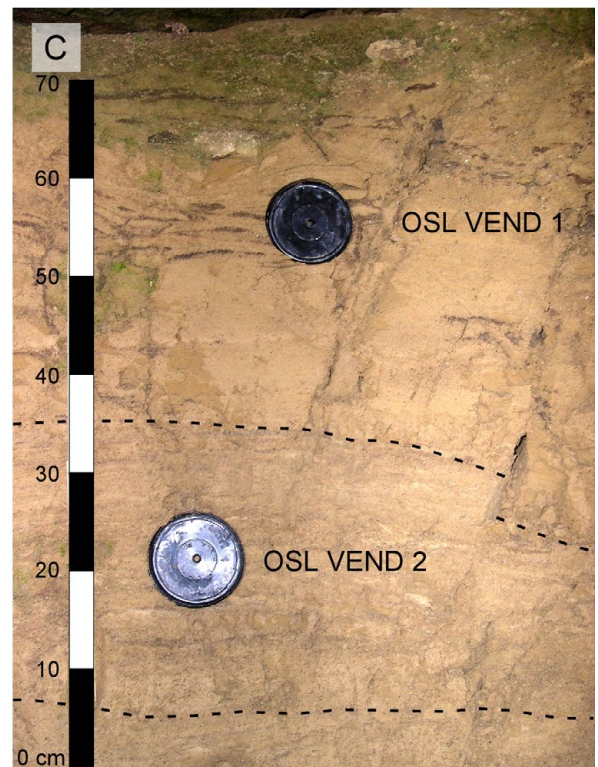
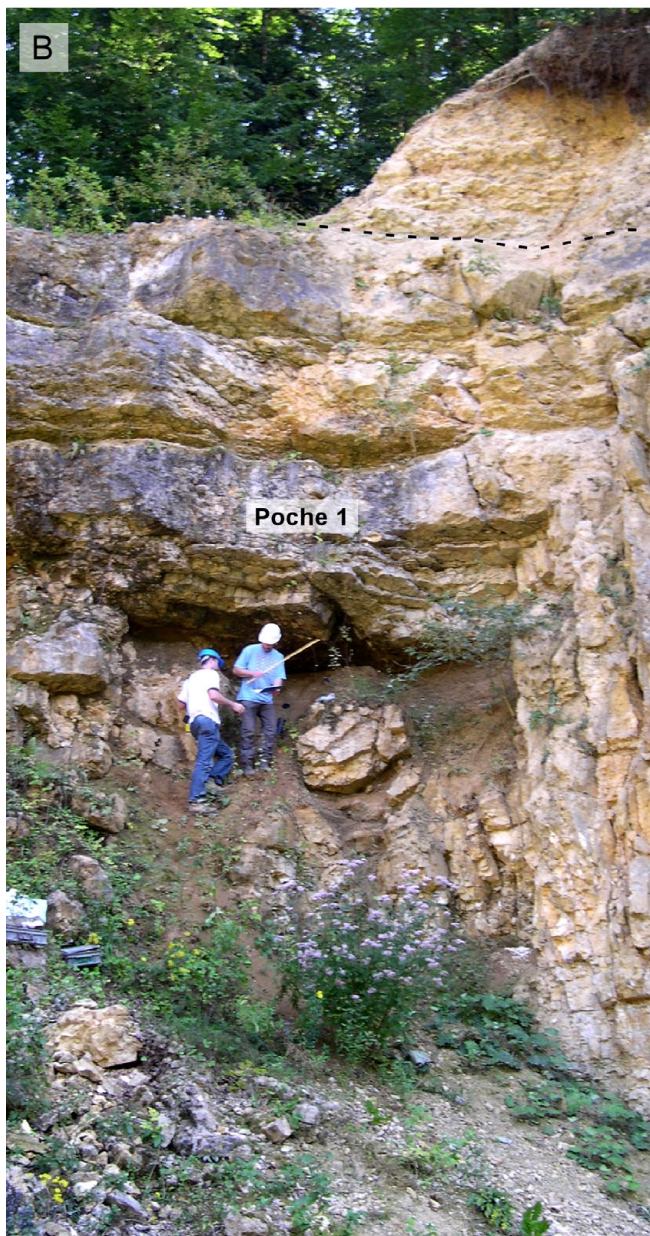


PLANCHE 7

A – Chevenez, Lai Coiratte: alluvions du Pléniglaciaire supérieur weichsélien (E5) positionnées sur les loess du Pléniglaciaire moyen (E6/7) (approfondissement du PRF 1, m 113, photo OCC/SAP).

B – Chevenez, Lai Coiratte: vue générale de l'approfondissement du PRF 1 (m 111-114) et position des couches (photo OCC/SAP).

C – Chevenez, Lai Coiratte: chenal holocène ancien (E4) incisé dans les graviers E5 et recouvert par des colluvions humifères protohistoriques (E3) et médiévales (E2) (photo OCC/SAP).

D – Chevenez, Lai Coiratte: vue des mètres 131 à 140 du PRF 1 (prise de vue depuis le SE, photo OCC/SAP).

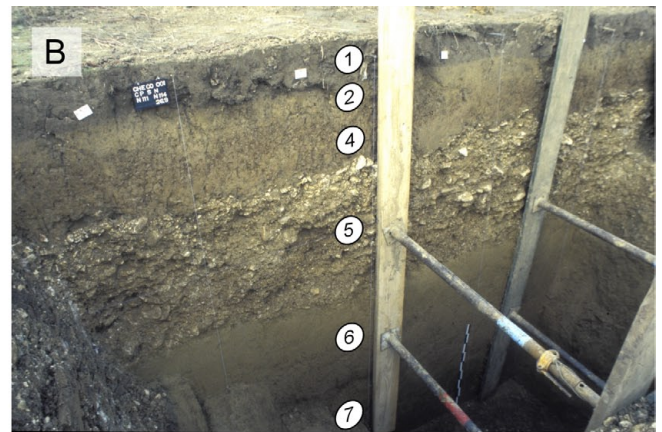


PLANCHE 8

A – Courtedoux, Creugenat: colluvions humifères (E2, E3), loess altérés (E4) et grèze litée (E5, solifluxion au sommet) dans les mètres 68-80 du PRF 4 (prise de vue depuis le S, photo OCC/SAP).

B – Courtedoux, Creugenat: vue de l'approfondissement du PRF 4, m 71, avec les loess ruisselés E6 intercalés entre la grèze E5 et les alluvions E9 (photo OCC/SAP).

C – Courtedoux, Creugenat: détail des loess ruisselés E6 (approfondissement PRF 4, m 71) (photo OCC/SAP).

D – Chevenez, Combe en Vaillard: toit du rocher non altéré, nettoyé lors de la mise en place des alluvions E5, mais présentant une morphologie karstique ancienne (conduit karstique visible en bas à gauche; PRF 4, m 151-154) (photo OCC/SAP).

E – Chevenez, Combe en Vaillard: alluvions E5. A noter la stratification subhorizontale et l'imbrication des éléments (PRF 3, m 151-155) (photo OCC/SAP).

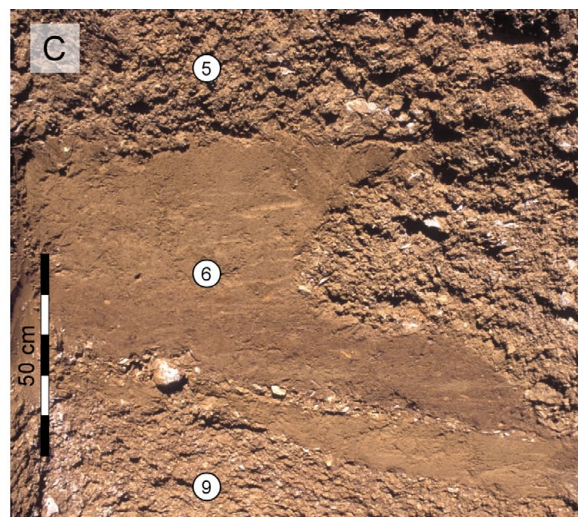


PLANCHE 9

A – Ensemble E2: oncoïde aplati, développé autour d'un phytoclaste allongé (matière organique dégradée encore présente dans la porosité centrale). Chevenez, Combe Varu, E2, c 2.3.2. Lamé CHE-CV, M4.2. Lumière polarisée (LP).

B – Ensemble E2: vue identique à A. Lumière polarisée analysée (LPA).

C – Ensemble E2: oncoïde sphérique. Chevenez, Combe Varu, E2, c 2.3.1. Lamé CHE-CV, M1.1. LP.

D – Ensemble E2: vue identique à C. LPA.

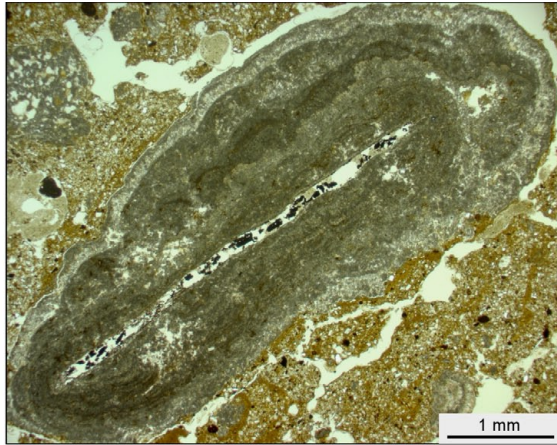
E – Ensemble E2: oncoïde aplati développé autour d'un fragment de coquille de gastéropode. Chevenez, Combe Varu, E2, c 2.3.2. Lamé CHE-CV, M2.1. LPA.

F – Ensemble E2: oncoïde entier (en bas), oncoïde fragmenté (au sommet) et petits fragments d'oncoïdes dispersés dans la matrice. Chevenez, Combe Varu, E2, c 2.3.1. Lamé CHE-CV, M4.1. LPA.

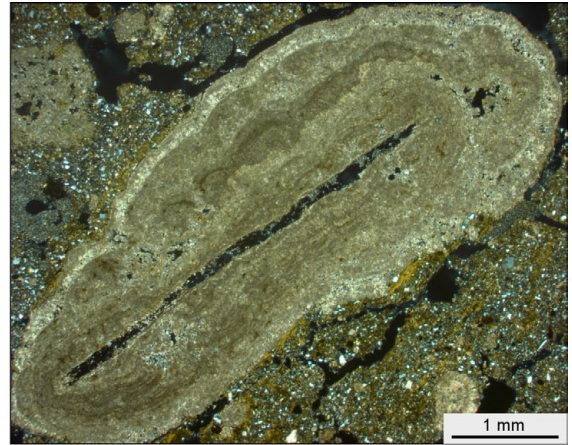
G – Ensemble E4: Horizon Bt tardiglaciaire, remanié en fond de chenal à l'Holocène ancien. A noter les accumulations argileuses disloquées, non liées à la porosité, et recoupées par une fissuration tardive. Chevenez, Combe Varu, E4, c 4.1.5r. Lamé CHE-CV, M8.1. LP.

H – Ensemble E4: détail de G. LP.

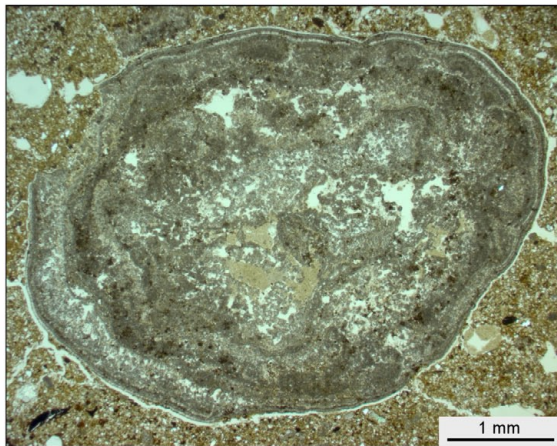
A



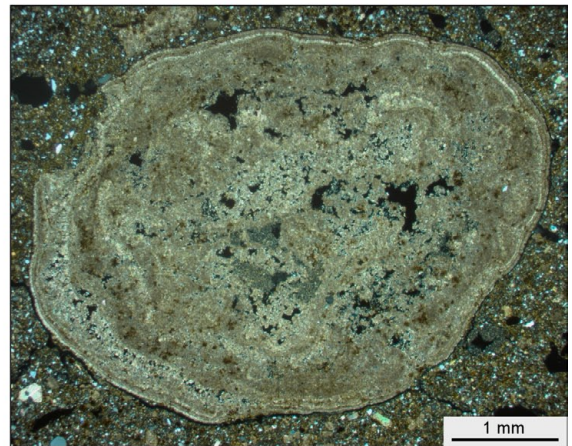
B



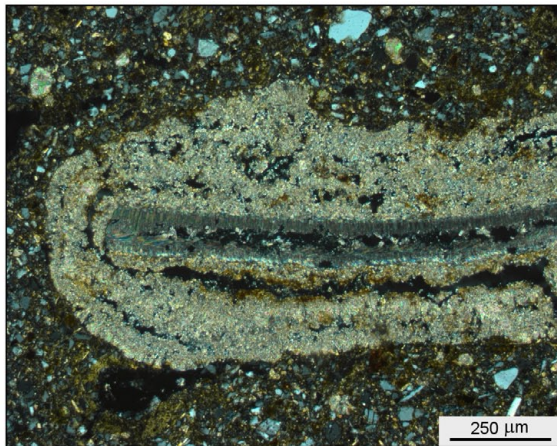
C



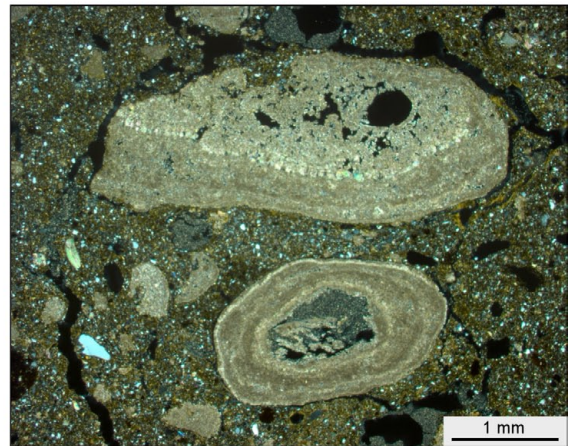
D



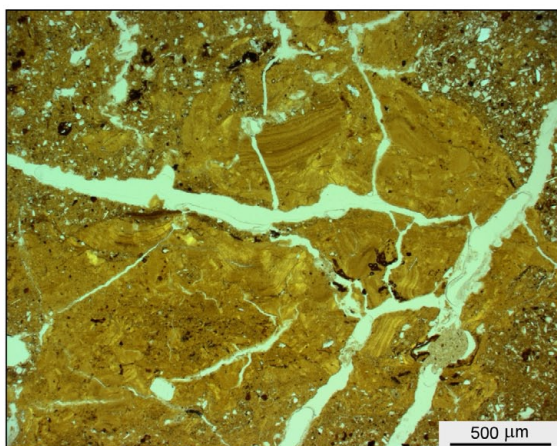
E



F



G



H

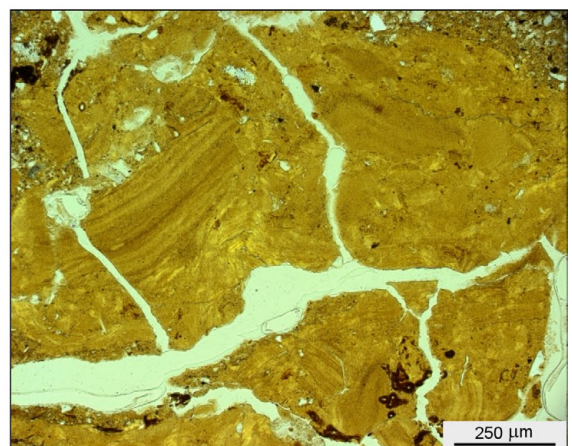


PLANCHE 10

A – Ensemble E6: microstructure lamellaire de gel-dégel développée dans les loess ruisselés après leur dépôt. Les taches noires correspondent à des concrétions ferro-manganiques formées *in situ*. Chevenez, Lai Coiratte, E6, c 4.1.4. Lamé CHE-CO, M1.3. Vision sous loupe binoculaire, lumière transmise.

B – Ensemble E6: microlitage dans les loess ruisselés et fissure de gel. Chevenez, Lai Coiratte, E6, c 4.1.4. Lamé CHE-CO, M6.2. LP.

C – Ensemble E6: grains de quartz arrondis (q), fragment de coquille jurassique silicifiée (c) et papules (p) incorporés aux loess ruisselés. Microstructure lamellaire (lm) de gel-dégel et nodule ferro-manganique (n) formés post-dépôt. Courtedoux, Creugenat, E6, c 5 b1. Lamé CTD-CR, M53.1. LP.

D – Ensemble E6: vue identique à C. LPA.

E – Ensemble E6: détail de C, montrant un grain de quartz arrondi (q) (fraction sableuse) et une petite papule jaune-brun (p) incorporés dans la matrice loessique (fraction silteuse) constituée de quartz, micas clairs et feldspaths. LP.

F – Ensemble E6: vue identique à E. LPA.

G – Ensemble E6: microstructure lamellaire de gel-dégel. Courtedoux, Creugenat, E6, c 5 b1. Lamé CTD-CR, M53.1. LP.

H – Ensemble E6: argilanes disloquées, remaniées dans les loess ruisselés. Chevenez, Lai Coiratte, E6, c 4.1.4. Lamé CHE-CO, M6.2. LPA.

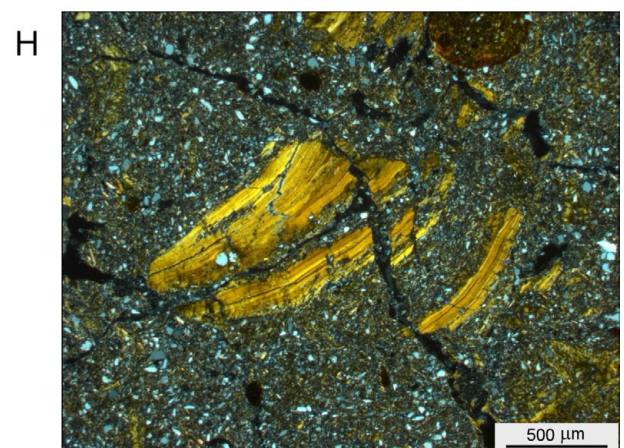
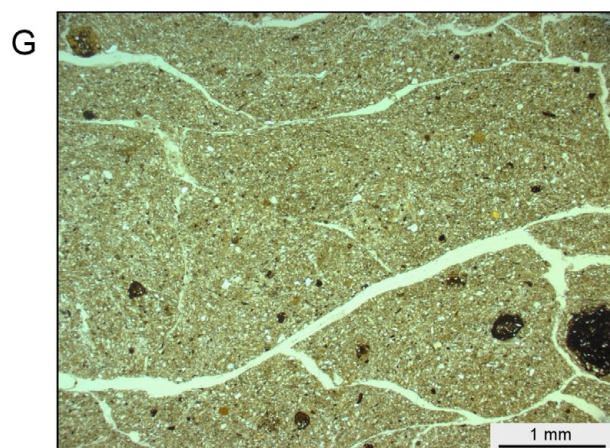
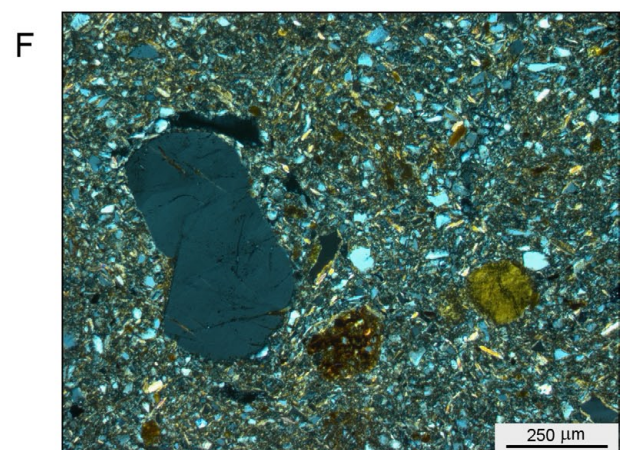
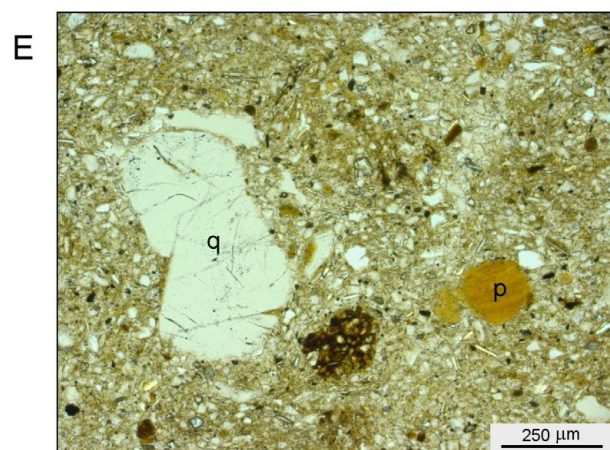
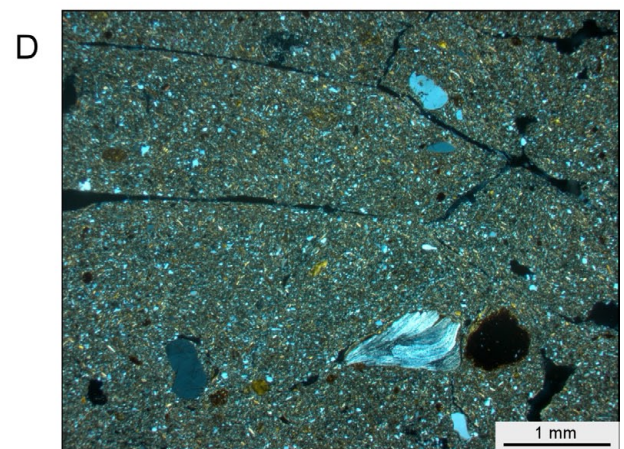
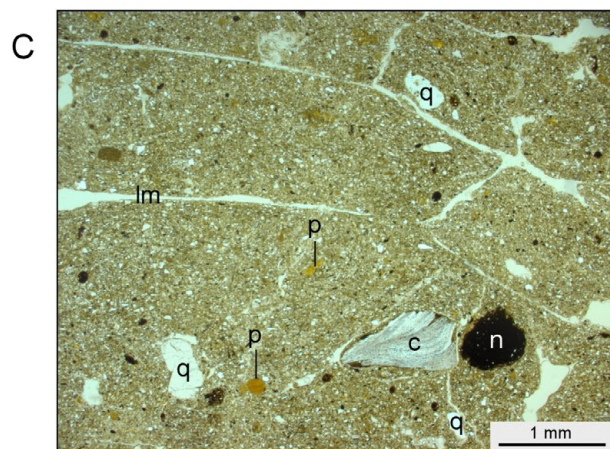
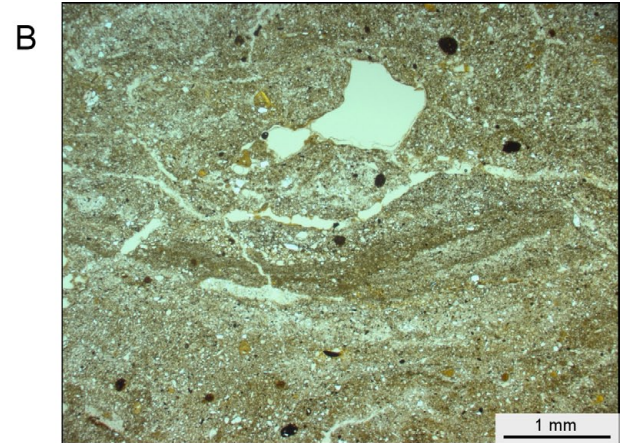
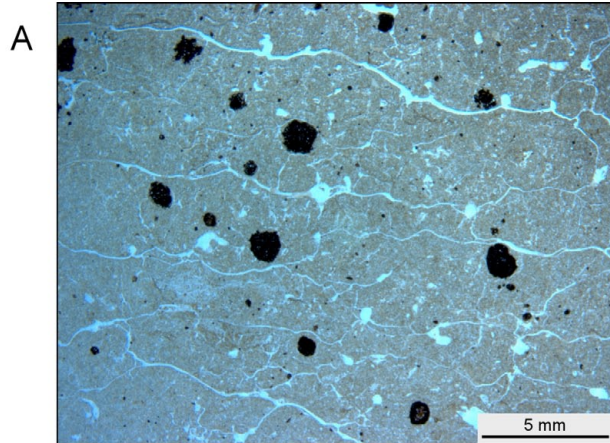


PLANCHE 11

A – Ensemble E6: fragment de grès molassique (gm) altéré (ciment calcaire remplacé par une illuviation argileuse) et petits charbons (ch) arrondis englobés dans une matrice de loess argileux. Pédocomplexe interstadaire ou interglaciaire (éémien ?) démantelé. Courtedoux, Creugenat, E6, c 5 b2. Lamé CTD-CR, M54.1. LP.

B – Ensemble E6: amas de microcharbons arrondis dans une matrice loessique de structure complexe et contenant des plages argileuses. Pédocomplexe interstadaire ou interglaciaire (éémien ?) démantelé. Courtedoux, Creugenat, E6, c 5 b2. Lamé CTD-CR, M54.2. LP.

C – Ensemble E6: détail de B (partie centrale), montrant la structure interne des charbons (feuilles, mousses, herbacées ?).

D – Ensemble E6: probable microcharbon de bois (variation des cellules correspondant à des cernes de croissance). Courtedoux, Creugenat, E6, c 5 b2. Lamé CTD-CR, M54.3. LP.

E – Ensemble E7: microfaciès des loess argileux ruisselés. A noter les plages argileuses jaune-brun héritées (a), qui sont englobées dans la matrice loessique, et recoupées par une structuration polyédrique due au gel. Les revêtements argileux (r) qui tapissent les vides sphériques (chenaux) traduisent peut-être une phase d'illuviation développée *in situ*, qui serait alors à rapporter à l'interstade de Denekamp (fin du Pléniglaciaire moyen weichsélien). Chevenez, Lai Coiratte, E7, c 4.1.5. Lamé CHE-CO, M3.1. LP.

F – Ensemble E7: vue identique à E. LPA.

G – Ensemble E7: détail de E montrant le recoupement des plages argileuses héritées (a) par la fissuration due au gel. LP.

H – Ensemble E7: vue générale de la microstructure polyédrique anguleuse due au gel. Les taches noires correspondent à des concrétions ferro-manganiques formées *in situ*. Chevenez, Lai Coiratte, E7, c 4.1.5. Lamé CHE-CO, M3.1. Vision sous loupe binoculaire, lumière transmise.

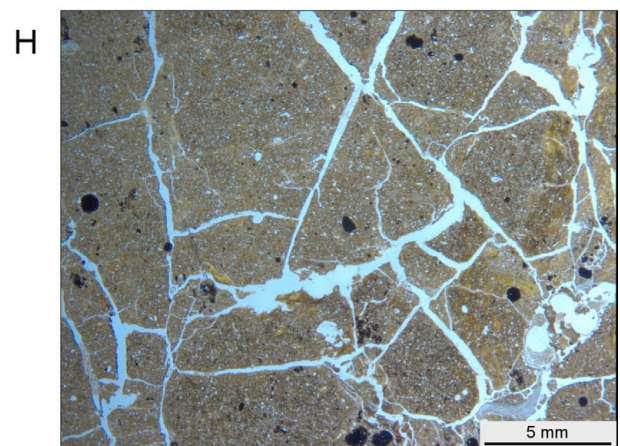
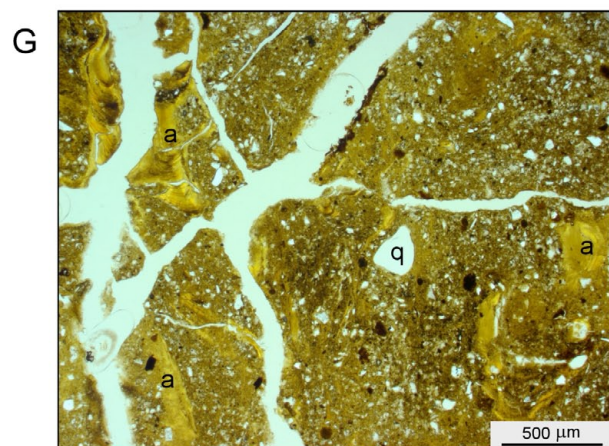
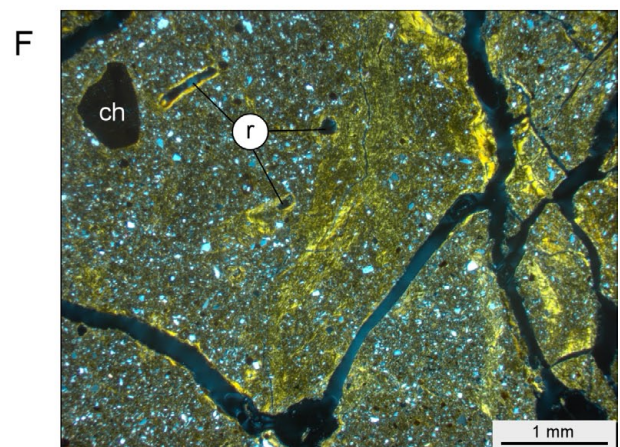
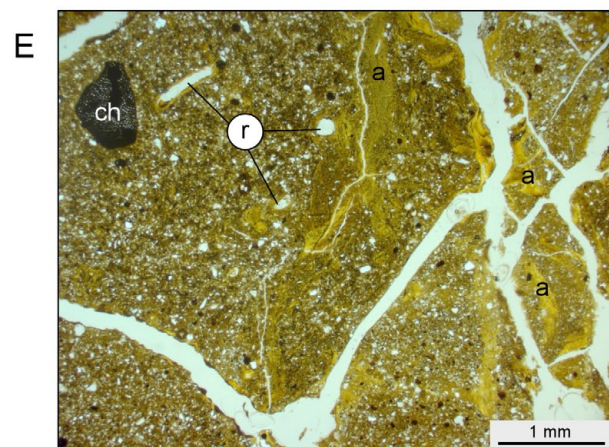
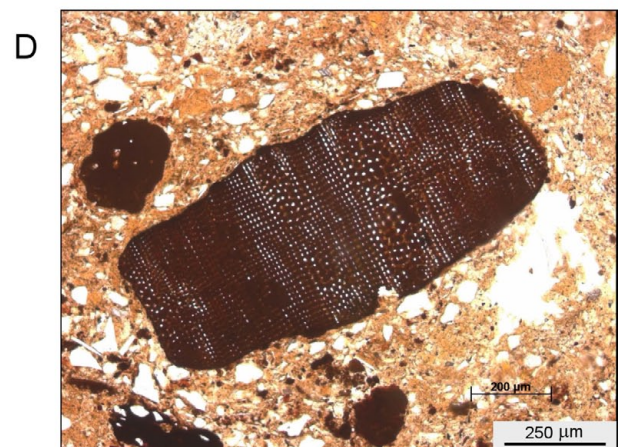
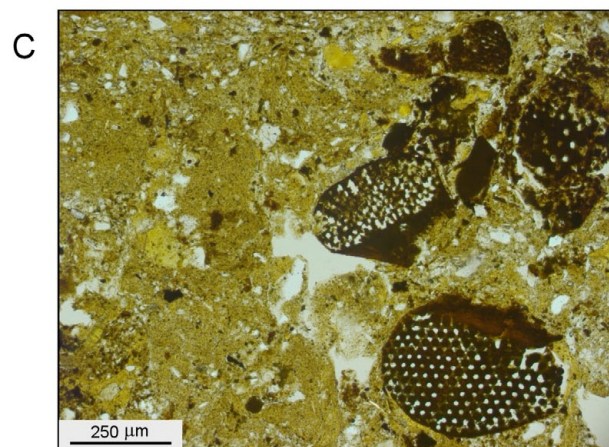
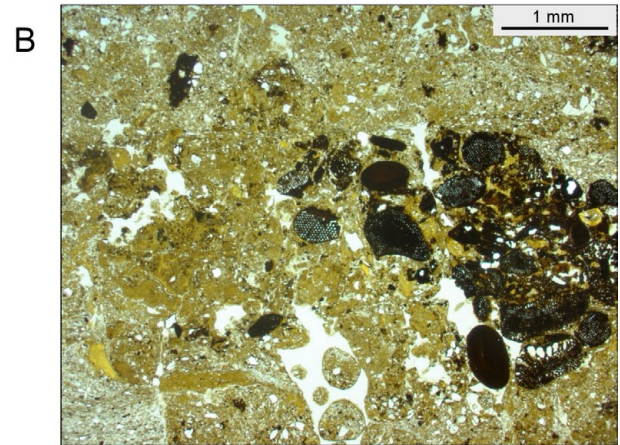
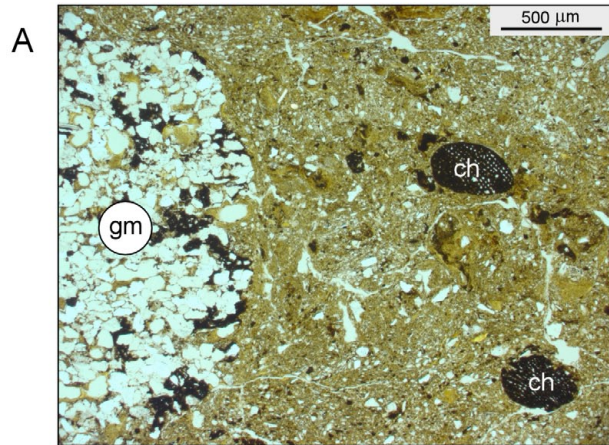


PLANCHE 12

A – Ensemble E7: illuviation poussiéreuse dans un terrier de lombric qui traverse les loess argileux ruisselés. A noter la composition de E7: mélange de grains minéraux (quartz, micas clairs, feldspaths) et de boulettes argileuses (papules). Chevenez, Lai Coiratte, E7, c 4.1.5. Lame CHE-CO, M3.2. LP.

B – Ensemble E7: Revêtements argileux liés à la porosité (chenaux) qui traduisent peut-être une phase d'illuviation développée in situ (Denekamp, fin du Pléniglaciaire moyen weichsélien). Chevenez, Lai Coiratte, E7, c 4.1.5. Lame CHE-CO, M3.2. LPA.

C – Ensemble E8 (E10): Microfaciès du sommet de la nappe de solifluxion E8. A noter la forte teneur en argiles, la structuration du sédiment et sa grande hétérogénéité. Cette couche est interprétée comme une altérite ancienne (E10), remaniée par solifluxion au Pléniglaciaire ancien, et déformée ensuite par le gel. Chevenez, Combe Varu, E8, c 4.1.5b. Lame CHE-CV, M6.1. LP.

D – Ensemble E8 (E10): coquille jurassique silicifiée (bivalve ou brachiopode) fragmentée (par le gel ?) dans le sommet de E8 (altérite E10 remaniée). Chevenez, Combe Varu, E8, c 4.1.5b. Lame CHE-CV, M6.1. LP.

E – Ensemble E8 (E10): microstructure complexe (de type conglomératique) du sommet de la nappe de solifluxion E8, interprétée comme le résultat de processus cryogéniques. A noter l'absence d'altération du fragment calcaire (en bas de l'image) qui indique que la matrice (E10) était déjà altérée lors de l'incorporation des cryoclastes calcaires au Pléniglaciaire ancien. Chevenez, Combe Varu, E8, c 4.1.5b / 4.1.6. Lame CHE-CV, M6.2. LP.

F – Ensemble E8 (E10): détail de la microstructure complexe (de type conglomératique), interprétée comme le résultat de processus cryogéniques. Chevenez, Combe Varu, E8, c 4.1.5b. Lame CHE-CV, M6.2. LP.

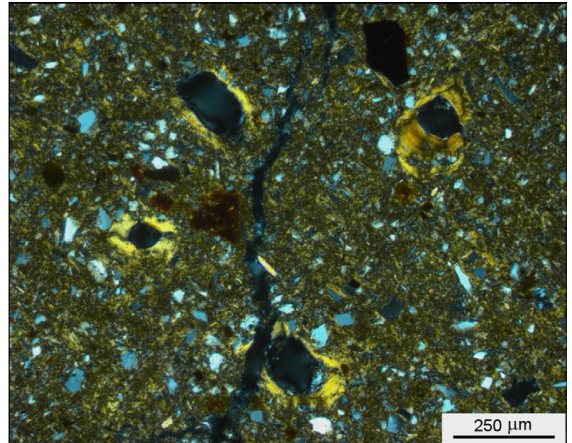
G – Ensemble E10: microfaciès complexe de la terra fusca, constituée d'un mélange de silts et d'argiles. En haut à gauche et en bas à droite, une plage argileuse brun-rouge, englobant de petits grains de quartz (origine loessique?), a été déformée par cisaillement. Autour (respectivement en bas à gauche et en haut à droite), le sédiment correspond à des loess argileux: les argiles constituent la matrice des grains loessiques (quartz, micas, feldspaths) mais sont aussi présents sous forme de boulettes sphériques (papules?). Chevenez, Lai Coiratte, E10, c 4.1.5 (PRF1, m84). Lame CHE-CO, M7.3. LP.

H – Ensemble E10: terra fusca. Fragment argilo-silteux microlité (en bas de l'image), remanié et tronqué au sommet. Les éléments noirs correspondent à des nodules ferro-manganiques, ici probablement en position secondaire. Chevenez, Lai Coiratte, E10, c 4.1.5 (PRF1, m84). Lame CHE-CO, M7.1. LP.

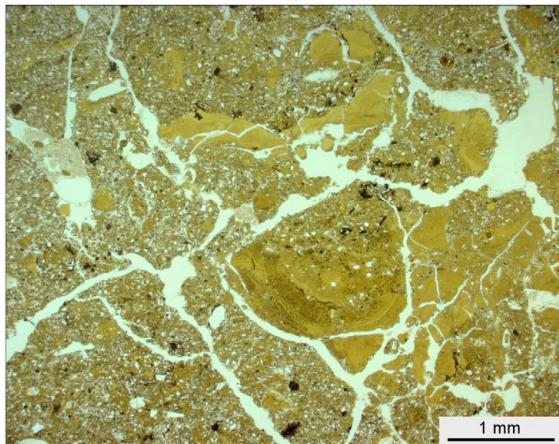
A



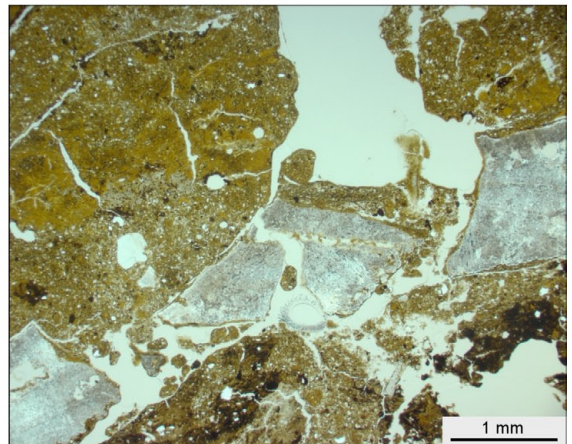
B



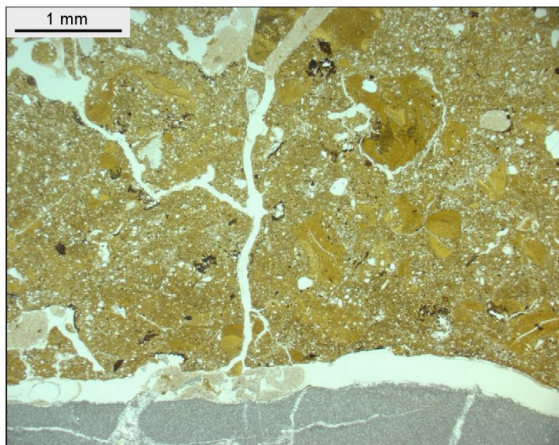
C



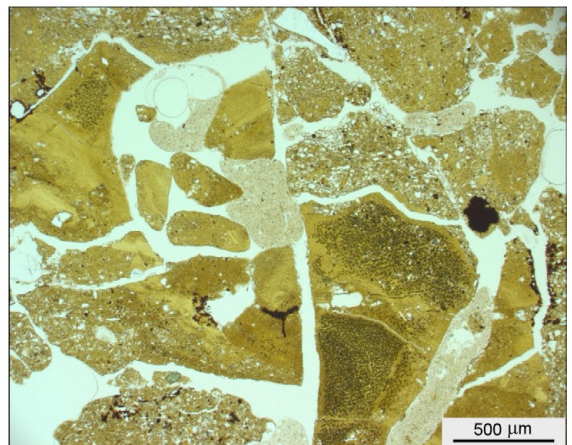
D



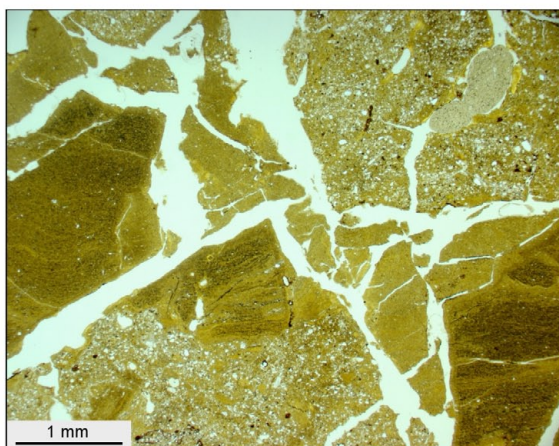
E



F



G



H

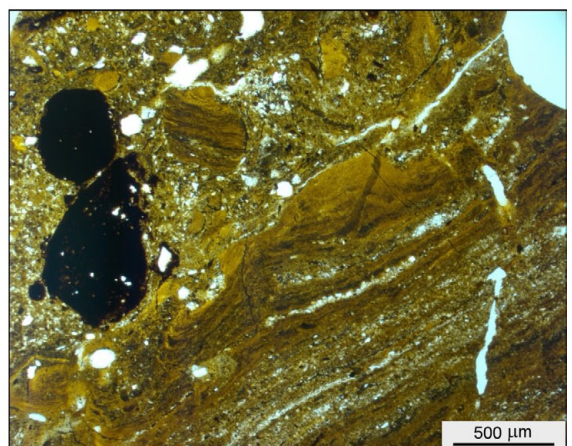


PLANCHE 13

A – Morphologie des éléments composant la grèze litée E5 à Courtedoux, Creugenat (CTD-CR, PRF3.1, m69, S6, c 4.2.3).

B – Morphologie des éléments composant les alluvions E5 à Courtedoux, Creugenat (CTD-CR, S2 5003, S10, c 5).



PLANCHE 14

A – Morphologie des éléments composant les alluvions E9 de la Combe Varu (CHE-CV, PRF1, m 66, S15, c 5).

B – Morphologie des éléments composant les alluvions E9 de la Combe en Vaillard (CHE-EV, S3 921, c 5).



PLANCHE 15

A – Morphologie des éléments composant les alluvions E9 à Chevenez, Lai Coiratte (CHE-CO, S2 5172, S4, c 5).



ANNEXES

ANNEXE 1 CORRÉLATION STRATIGRAPHIQUE

CHRONOSTRATIGRAPHIE		LITHOSTRATIGRAPHIE (N° de terrain des couches)				
Age	Ensembles	CHE-CV	CHE-CO	CHE-CR	CHE-EV	CTD-CR
Moderne	E1	1	1	1	1	1
Moyen Age	E2	2.1; 2.2; 2.3.1; 2.3.2; 2.3.3; 3.1.1; 3.1.2	2; 2.1; 3.1.1; 3.1.2	2.1; 2.2; 2.3; 2.4; 2.5; 2.6	2.1; 2.2	2.1; 2.2; (2.3 PRF 6?); 3.0.1; 3.1.1 sommet amont; 3.1.1 aval; 3.1-3.6 S2 5003; 3.1.2 S2 5065; (R1-R2 PRF 6 ?)
Protohistoire (Néol fin. à Gallo-romain)	E3	3.2; 3.1.3; 3.3.a; 3.3.b	3a; 3.2.1; 3.2.2; 3.4 (3.3 PRF1 m215 ?)	3.1.1; 3.1.2; 3.1.3	3.1; 3.1.1; 3.1.2; 3.2; org1; org2; g1; g2	3.1.1 base amont; 3.1.2; 3.1.3; 3.2.1; 3.2.2; 3.2.3; (2.4 PRF 6 ?) 2.5 PRF 6
Weichsélien	E4	4.1.1; 4.1.5r;	3.3; 4.1.1; 4.1.2; 4.1.3	3.3	3.3; 4.1; 4.2; 4.2.1; 4.2.2	3.2.4; 3.3; 4.1.1; 4.1.2; 4.1.3
	E5	5s	5s; 5sa; 5sb; 5sc; 5sd; 5se; 4.1.3 S2 5170	4.2; 5s	5; 5.1; 5.2	4.2; 4.2.1; 4.2.3; 5
	E6	4.1.4	4.1.4			5b; 5b1; 5b3; (5b2?)
	E7		4.1.5			4.1.4 (PRF1)
	E8	4.1.5a; 4.1.5b; 4.1.5c; 4.1.6			(5.3 ? PRF 7)	
Eémien ou antérieur	E9	5	5	(5 ?)	(5.4 ? PRF 7)	5
	E10		4.1.5 PRF1 m74+84); (4.1.5 S2 5170 ?)			

ANNEXE 2 DATATIONS OSL

Code laboratoire	Echantillons	Couche	Teneur en eau actuelle (%)	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (%)	alpha- efficiency factor	Dose annuelle (dose rate) (Gy ka-1)	Paléodose (equivalent dose) (Gy)		Age (ka)
									SAR (post-IRSL)	MAR (IRSL)	
C-L1150	CHE-CO 001 / PRF 1, m 113 / OSL 1	c 4.1.4 (E6)	22	3.47±0.28	14.4±0.7	1.30±0.07	0.09±0.03	4.03±0.40		128±13	31.8±4.4
C-L1151	CHE-CO 001 / PRF 1, m 113 / OSL 2	c 4.1.4 (E6)	22	2.76±0.30	16.0±0.8	1.20±0.06	0.09±0.03	3.84±0.39		188±9	48.9±5.5
C-L1152	CHE-CO 001 / PRF 1, m 113 / OSL 3	c 4.1.5 (E7)	22	3.35±0.27	14.8±0.7	1.27±0.06	0.09±0.03	3.98±0.39		215±10	54.1±5.9
C-L1162	CHE-CO 002 / PRF 1, m 84 / OSL 4	c 5sb (E5)	19.1	3.21±0.10	10.69±0.32	1.27±0.04	0.07±0.02	3.48±0.31	81.20±4.25		23.37±2.42
C-L1148	CHE-CV 001 / PRF 1, m 64 / OSL 1	c 4.1.4 (E6)	20	3.02±0.24	15.6±0.8	1.48±0.07	0.09±0.03	4.27±0.40		192±10	44.9±4.8
C-L1149	CHE-CV 001 / PRF 1, m 64 / OSL 2	c 4.1.5b (E8)	20	3.43±0.27	16.7±0.8	1.39±0.07	0.09±0.03	4.41±0.42		Indét.	-
C-L1160	CTD-CR 002 / PRF 4, m 71 / OSL 1	c 5b1 (E6)	19.8	3.18±0.10	11.20±0.34	1.55±0.05	0.07±0.02	3.71±0.32	183.61±10.69		49.48±5.18
C-L1161	CTD-CR 002 / PRF 4, m 71 / OSL 2	c 5b3 (E6)	20	3.33±0.10	13.21±0.40	1.47±0.04	0.07±0.02	3.89±0.35	192.77±10.47		49.55±5.23
C-L1395	Karst Vendincourt, VEND 1	sommet	29±1	2.57±0.11	9.97±0.86	1.28±0.03	0.07±0.02	2.94±0.34	489±25		166±21
C-L1396	Karst Vendincourt, VEND 2	milieu	27±1	2.83±0.16	11.72±0.57	1.27±0.03	0.07±0.02	3.19±0.38	534±27		167±22

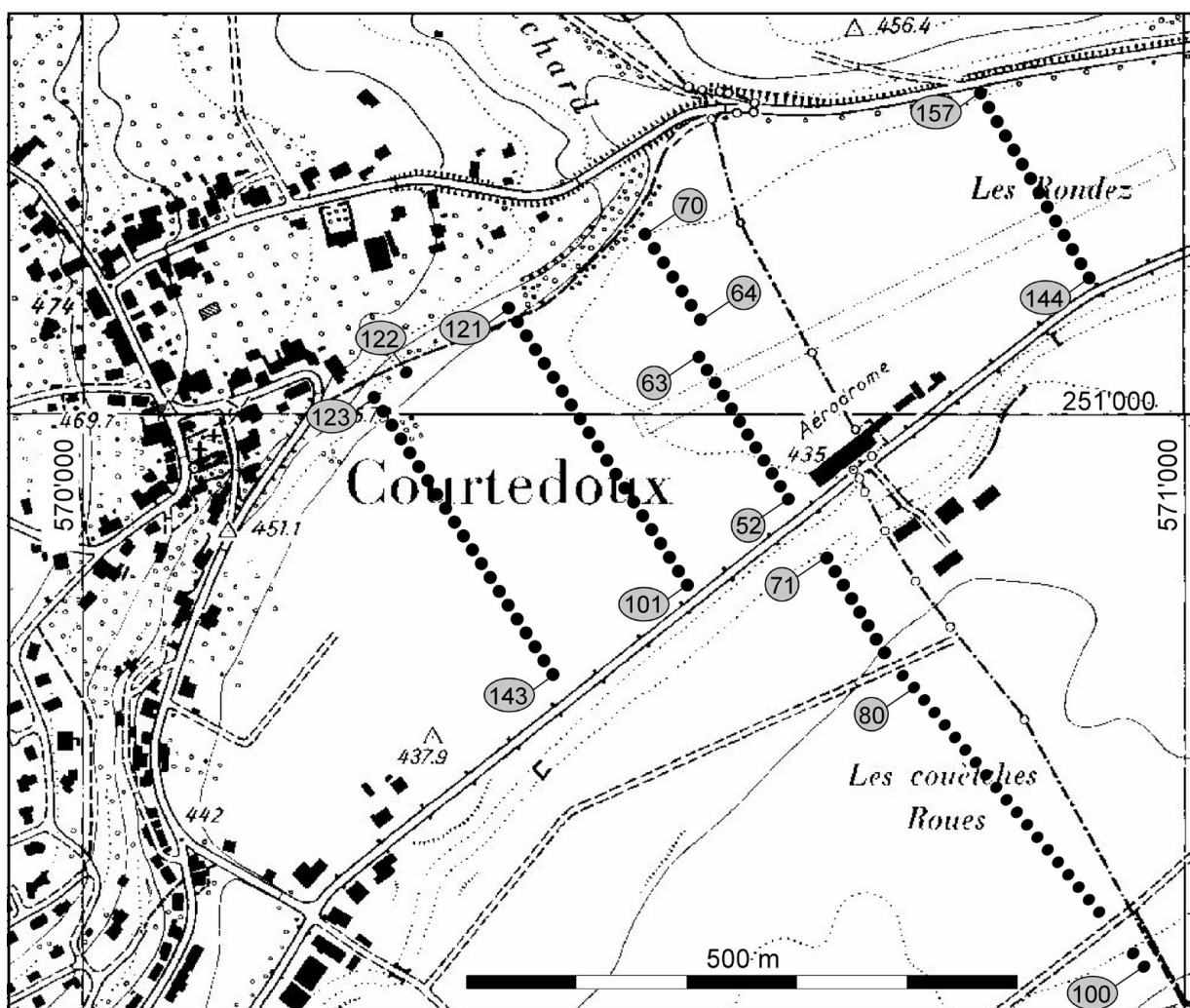
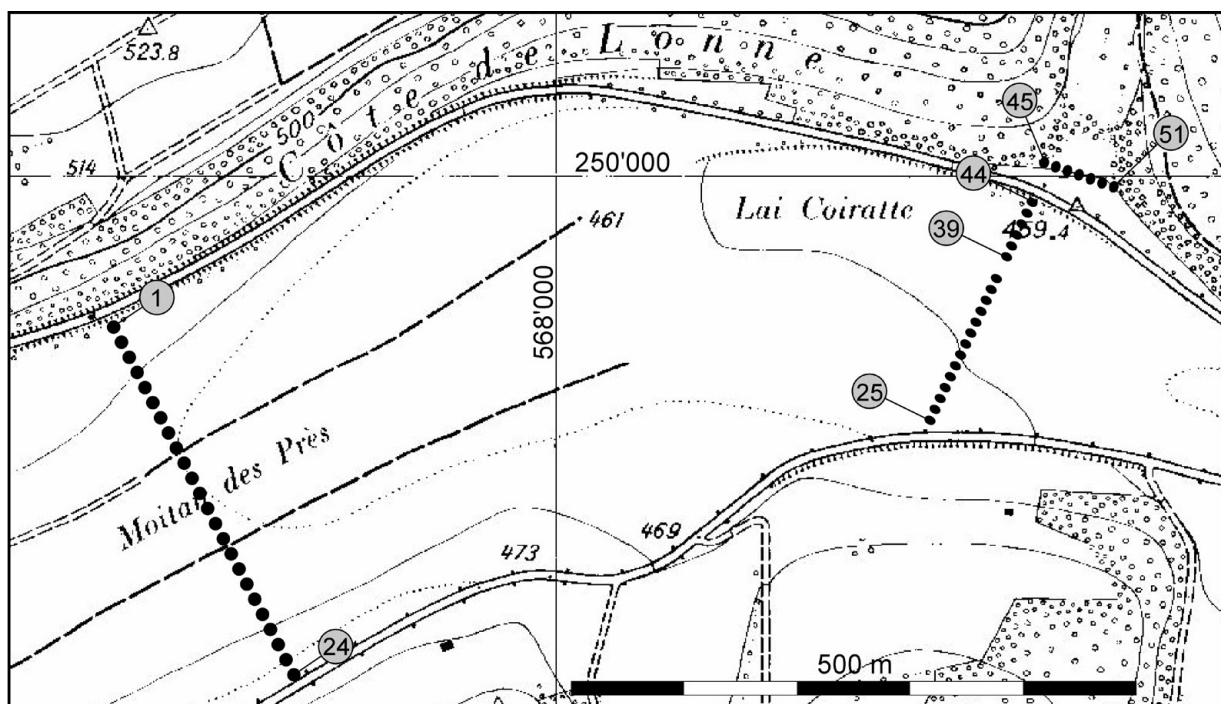
SAR: Single Aliquot Regenerative dose protocol; **MAR:** Multiple Aliquots Regenerative dose protocol; **IRSL:** Infrared stimulated luminescence

ANNEXE 3 DATATIONS RADIOCARBONE

Code laboratoire	Echantillons	Ensemble (couche)	Matériel	Age ¹⁴ C BP	Age cal. 2 sigma	Période
Ua-22233 *	CHE-CR 003 / TRS E / W/W9/1	E2 (c 2.1)	charbons	955±35	1'000-1'180 AD	BMA
Ua-19764	CTD-CR 001 / Cp N-S / Sc31 / C1	E2 (c 3.0.1)	charbons	1'270±40	660-880 AD	HMA
Ua-16433	CTD-CR 999 / S2 5003 / C7	E2 (c 3.4)	charbons	1'300±70	610-900 AD	HMA
Ua-19763	CTD-CR 001 / PRF 5 / m 93 / c3	E2 (c 3.1.1)	charbons	1'370±45	590-780 AD	HMA
Ua-20849	CHE-CV 001 / Str 16 / Squelette 5	E2 (c 2.3.1)	os	1'405±45	540-700 AD	HMA
Ua-19770	CHE-CO 001 / PRF 1 / m 215 / C2	E2 (c 3.1.2)	charbons	1'450±45	530-670 AD	HMA
Ua-16434	CTD-CR 999 / S2 5003 / C9	E2 (c 3.6)	charbons	1'455±70	430-690 AD	HMA
Ua-19771	CHE-CO 001 / PRF 1 / m 215 / C1	E2 (c 3.1.2)	charbons	1'500±45	430-650 AD	HMA
Ua-19776	CHE-CV 001 / Str 11 / CHB 1	E2 (c 2.3.3)	charbons	1'510±45	430-640 AD	HMA
Ua-16435	CTD-CR 999 / S2 5065 / C1	E2 (c 3.1.2)	charbons	1'555±80	340-660 AD	HMA - GR
Ua-22234 *	CHE-CR 003 / TRS S / N/1	E2 (c 2.5)	charbons	1590±40	380-570 AD	HMA - GR
Ua-20840	CTD-CR 002 / PRF 6 / C1	E2 ? (R1 chenal)	charbons	1'655±60	240-540 AD	GR - HMA
Ua-20841	CTD-CR 002 / PRF 6 / C2	E2 ? (R2 chenal)	charbons	1'790±60	80-400 AD	GR
Ua-19750	CTD-CR 000 / PRF5 / C1	E3 (c 3.1.1)	charbons	2'245±45	400-200 BC	La Tène
Ua-20842	CTD-CR 002 / PRF 6 / C3	E3 (c 2.5)	charbons	2'365±50	800-200 BC	Hallstatt - La Tène
Ua-22230 *	CHE-CR 003 / S2 2745	E3	charbons	2'470±35	770-410 BC	Hallstatt
Ua-19778	CHE-EV 999 / Sc 34 / N° 2002.7	E3 (c D3.2 chenal)	charbons	3'070±50	1'450-1'190 BC	Bronze moyen
Ua-19754	CTD-CR 001 / Sc 6 / Fossé 334	E3 (base R1 fossé)	charbons	3'130±45	1'520-1'260 BC	Bronze moyen
Ua-16436	CHE-EV 999 / Sc 37 / PRF4 / 1	E3 (r7-fossé)	charbons	3'215±75	1'690-1'310 BC	Bronze moyen
Ua-15172	CHE-EV 998 / S3 859 / C1	E3 (c D3.2 chenal)	charbons	3'270±65	1'690-1'410 BC	Bronze moyen
Ua-22231 *	CHE-CR 003 / Cp W-E / N150/1	E3	charbons	3'360±40	1'740-1'520 BC	Bronze moyen
Ua-16437	CHE-EV 999 / Sc 39 / Cp W-E / 2	E3 (c org.1 - chenal)	charbons	4'140±60	2'890-2'500 BC	Néolithique final
Ua-22232 *	CHE-CR 003 / TRS E / W/W9/2	E3 (c 3.1.2)	charbons	4'165±45	2'890-2'600 BC	Néolithique final
Ua-19751	CTD-CR 000 / PRF5 / C2	E3 (c 3.2.3)	charbons	5'080±55	3'980-3'710 BC	Néolithique moyen
Ua-22239 *	CHE-CR 003 / TRS NS / N8/1	E5 (c 4.2)	gastéropode	19'640±175	~23'500 BP	Pléniglaciaire sup.

HMA: Haut Moyen Age / BMA: Bas Moyen Age / GR: Gallo-romain / * Données AUBRY 2004 / Courbe de calibration: IntCal98 (STUIVER et al. 1998).

ANNEXE 4A SONDAGES RMT



[illegible]

ANNEXE 4C SONDAGES RMT

[illegible]

ANNEXE 4D SONDAGES RMT

[illegible]

[illegible]

ANNEXE 4F SONDAGES RMT

[illegible]

CURRICULUM VITAE

Né le 23 juin 1970 à Fribourg, Suisse

FORMATION ET PARCOURS PROFESSIONNEL

- Depuis 2006* **Assistant** de recherche (50%), Département de Géosciences, Géologie et Paléontologie, Université de Fribourg.
- 2001 – 2005* **Assistant** diplômé (50%), Département de Géosciences, Géologie et Paléontologie, Université de Fribourg (encadrement aux travaux pratiques de géologie générale, excursions et camps de terrain).
- 2000* **Mission archéologique** au Bhoutan (financement par la Fondation Suisse-Liechtenstein pour les recherches archéologiques à l'étranger).
- 1999 – 2002* **Chargé de cours en géologie**, Ecole d'Ingénieurs et d'Architectes de Fribourg.
- Depuis 1999* **Mandats privés** en géoarchéologie et sédimentologie.
- Depuis 1998* **Géologue** chargé d'étude à la section d'Archéologie et Paléontologie du canton du Jura, travaux A16 (1998-2001: 70% / 2002: 50% / 2003-2005: 30% / depuis 2006: 40%).
- 1998* **Diplôme** en géologie, Département de Géosciences, Université de Fribourg. "Etude géologique de la région entre Jaun et les Gastlosen (Préalpes fribourgeoises)". Branches principales: géologie, paléontologie / minéralogie, pétrographie.
- 1997 – 1998* **Sous-assistant**, Institut de Géologie, Université de Fribourg (encadrement aux travaux pratiques de micropaléontologie générale).
- 1996* Stage chez **Elf Aquitaine** Production à Boussens, France.
- 1991 – 1992* **Technicien** de fouilles, Service archéologique du canton de Fribourg.
- 1990* **Baccalauréat type B**, Collège St-Michel, Fribourg

PUBLICATIONS

Géomorphologie (Jura tabulaire d'Ajoie)

- BRAILLARD L. 2006. Rôles de la tectonique et de la stratigraphie dans la formation des vallées sèches de l'Ajoie (JU-Suisse). Actes de la Société jurassienne d'Emulation 2005, 33-65.
- DESLEX SHEIKH C., SALTEL S., BRAILLARD L. & DETREY J. 2006. Le Campaniforme des vallées sèches d'Ajoie (JU). Les sites de Chevenez, combe En Vaillard et combe Varu. Annuaire d'Archéologie suisse 89, 51-86.
- BECKER D. & BRAILLARD L. 2004. Molasse, karsts and tectonics : an integrated approach of the relief evolution in the Northern Jura. Abstract, Swiss Geoscience Meeting, Lausanne, 86-87.

Autres publications

- BRAILLARD L. à paraître. Delémont, la Communance: l'éclairage complémentaire d'une séquence palustre. In: Guélat M., Brombacher C., Olive C. & Rachoud-Schneider A.-M.: Develier-Courtételle, un habitat rural mérovin- gien : l'environnement et les pratiques agricoles au début du Moyen Age. Cahiers d'archéologie jurassienne 16, Office du patrimoine historique et Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy.
- BRAILLARD L. à paraître. Géologie et environnement sédimentaire. In: Wey Othmar: Occupations protohistoriques à Delémont-Sud (JU – Suisse). Cahiers d'archéologie jurassienne, Office du patrimoine historique et Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy.
- MAUVILLY, M. & BRAILLARD, L. 2005. Jaun und die Freiburger Voralpen – nicht nur Rohstoffe für Jäger und Sammler. *Publication accompagnant l'exposition "A>Z Balade archéologique en terre fribourgeoise"*, Service archéo- logique de l'Etat de Fribourg, 96-105.
- AUBRY D., BRAILLARD L., GUÉLAT M., STALDER L. & STAHL GRETSCH L.-I. 2005. L'homme et l'environnement. *Archéologie suisse* 28/2, 6-16.
- BRAILLARD L., GUÉLAT M. & RENTZEL P. 2004. Effects of Bears on Rockshelter Sediments at Tanay Sur-les-Creux, Southwestern Switzerland. *Geoarchaeology* 19/4, 343-367.
- BLANT M., BOCHUD D., BRAILLARD L. & MAGNIN B. 2004. Bärenloch (Jaun, FR): le dernier repaire d'ours des caver- nes dans les Alpes suisses? *Stalactite* 54/1, 39-47.
- BLUMER R. & BRAILLARD L. 2004. La Tour-de-Trême/Les Partsis: une nouvelle séquence mésolithique en Suisse romande. *Cahiers d'Archéologie Fribourgeoise* 6, 66-81.
- MAUVILLY M., BRAILLARD L., DAFFLON L. & BOISEAUBERT J.-L. 2004. Arconciel/La Souche: nouveaux éléments pour la connaissance du Mésolithique récent et final. *Cahiers d'Archéologie Fribourgeoise* 6, 82-101.
- MAUVILLY M., RUFIEUX M., MOINAT P., BRAILLARD L. & VIGNEAU H. 2004. La Tour-de-Trême/La Ronclina: une nou- velle nécropole hallstattienne en terre gruérienne. *Cahiers d'Archéologie Fribourgeoise* 6, 150-167.
- BRAILLARD L., MENOUD S., MAUVILLY M., BOISAUBERT J.-L. & BAERISWYL J.-M. 2003. Préalpes et chasseurs-cueilleurs en terres fribourgeoises, une vieille et longue histoire. *Cahiers d'Archéologie Fribourgeoise* 5, 42-71.
- MAUVILLY M., AFFOLTER J., BOISAUBERT J.-L., BRAILLARD L., CHAIX L., HELFER M., MENOUD S. & PILLOUD P. 2002. Du Paléolithique final à la fin du Mésolithique dans le canton de Fribourg. *Annuaire de la Société Suisse de Préhistoire et d'Archéologie* 85, 23-44.
- BRAILLARD L., GUELAT M., POUSAZ N. & RACHOUD-SCHNEIDER A.-M. 2002. Interactions entre l'occupation humaine et les milieux naturels dans les vallées intrajurassiennes: l'exemple du bassin de Delémont (Jura, Suisse). In: *Equilibres et Ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest*, Richard H. et Vignot A. (dir.). Besançon: Presses Universitaires Franc-Comtoises, 213-221.
- BLUMER R. & BRAILLARD L. 2001. Forgotten Archaeological Sites of the Choskhor Valley in Central Bhutan: the Batpalathang Site near Jakar and the Potential of Bhutan's Archaeological Heritage. Part 1: Introduction, Setting, and Monument B3. *Annual Report of the Swiss-Liechtenstein Foundation for Archaeological Research Abroad, 2000* (Zurich CH and Vaduz FL).
- BRAILLARD L. 2000. La dynamique de mise en place et l'évolution du remplissage de l'abri sous roche "Sur-les- Creux" à Tanay (Vouvry, VS). *Bull. Murithienne* 118, 41-58.
- MAUVILLY M., MENOUD S., BRAILLARD L., CHAIX L. & BOISAUBERT J.-L. 2000. La Sarine, un pôle dynamique de peu- plement au Mésolithique. *Cahiers d'Archéologie Fribourgeoise* 2, 52-59.

Already published:

- Vol. 1 **HILLGÄRTNER, Heiko** (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).
- Vol. 2 **DUPRAZ, Christophe** (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).
- Vol. 3 **BASSANT, Philip** (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).
- Vol. 4 **COLOMBIÉ, Claude** (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants (198 pp.).
- Vol. 5 **PICOT, Laurent** (2002) Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie (240 pp.).
- Vol. 6 **DAPPLES, Florence** (2002) Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine (158 pp.).
- Vol. 7 **HUG, Wolfgang Alexander** (2003) Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Oberoxford und unterstem Kimmeridge (154 pp.).
- Vol. 8 **OSWALD, Daniel** (2003) Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques: Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) (147 pp.).
- Vol. 9 **BECKER, Damien** (2003) Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinocerotidea (Mammalia) et des minéraux argileux (327 pp.).
- Vol. 10 **DELALOYE, Reynald** (2005) Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale (240 pp.).
- Vol. 11 **FREUDIGER-BONZON, Jeanne** (2005) Archaeometrical study (petrography, mineralogy and chemistry) of Neolithic Ceramics from Arbon Bleiche 3 (Canton of Thurgau, Switzerland) (187 pp.).
- Vol. 12 **STOFFEL, Markus** (2005) Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests - results from tree-ring and tree analysis (188 pp.).
- Vol. 13 **RAMEIL, Niels** (2005) Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains – a high-resolution record of changes in sea level and climate (246 pp.).

GeoFocus is the publication series of the Department of Geosciences, University of Fribourg, Switzerland, and can be ordered at:

Department of Geosciences - Geology and Paleontology
University of Fribourg
1700 Fribourg, Switzerland
<http://www.unifr.ch/geoscience/geology>